Pn 260 C 3
1 ex

ISBN 2-85653-122-9

MÉMOIRES
DU
MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

NOUVELLE SÉRIE

Série C, Sciences de la Terre

Tome L

Jean-Marie ROUCHY

LA GENÈSE DES ÉVAPORITES MESSINIENNES DE MÉDITERRANNÉE

publié avec le concours
de la Compagnie Française des Pétroles et de la Société Nationale Elf-Aquitaine (Production)

PARIS
ÉDITIONS DU MUSÉUM
38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire (V^e^)

1982

Source : MNHN, Paris

ÉDITIONS DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE

En vente à la Bibliothèque centrale du Muséum,

38, rue Geoffroy-Saint-Hilaire, 75005 Paris

C.C.P. : Paris 9062-62 Y

Annuaire du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1939).

Archives du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1802. In-4°, sans périodicité).

Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1895. Depuis 1979, divisé en 3 sections : A (Zoologie, Biologie et Écologie animales), B (Botanique, Biologie et Écologie végétales, Phytochimie), C (Sciences de la Terre, Paléontologie, Géologie, Minéralogie). 4 livraisons par an.

Les grands Naturalistes français (depuis 1952. Sans périodicité).

Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1935. Depuis 1950, nouvelle série en 3 (puis 4) parties : A (Zoologie) ; B (Botanique) ; C (Sciences de la Terre) ; D (Sciences physico-chimiques).

Notes et Mémoires sur le Moyen-Orient (depuis 1933. In-4°, sans périodicité).

Publications du Muséum national d'Histoire naturelle (depuis 1933. Sans périodicité).

© *Éditions du Muséum national d'Histoire naturelle*, 1982

Source : MNHN, Paris

P-26

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

MÉMOIRES DU MUSÉUM NATIONAL D'HISTOIRE NATURELLE
Série C, Sciences de la Terre, Tome L

LA GENÈSE DES ÉVAPORITES MESSINIENNES DE MÉDITERRANÉE

par

Jean-Marie ROUCHY *

SOMMAIRE

RÉSUMÉ 17

AVANT-PROPOS 19

INTRODUCTION 23

I. — HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE ET DE L'ÉTUDE DES ÉVAPORITES D'ÂGE MIOCÈNE TERMINAL EN MÉDITERRANÉE 23

II. — OBJECTIFS ET MÉTHODES 24

A. — Objectifs 24
B. — Méthodes 25
I) *Les études de terrain* 25
II) *Les études de laboratoire* 25
C. — Plan du mémoire 26

1re PARTIE : ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

Chapitre I : CADRE STRATIGRAPHIQUE 29

I. — LES ÉVAPORITES DANS L'HISTOIRE NÉOGÈNE DU DOMAINE PÉRIMÉDITERRANÉEN 29

II. — CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE 31

A. — Généralités concernant les problèmes stratigrapeiques du passage miopliocène 31
B. — Les différentes échelles biostratigrapeiques utilisées 32
C. — La durée de l'épisode messinien 33

III. — RÉPARTITION DES ÉVAPORITES 33

A. — L'ensemele occidental 33
B. — L'ensemble tyrrénien 35
C. — Les ensemeles ionien, adriatique et pélagien 35
D. — Le grand ensemble oriental 35

IV. — LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES 36

A. — Au niveau des plaines abyssales actuelles 36
B. — Sur les marges 38
C. — Évaluation du stock salin déposé en Méditerranée 38

* Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue Buffon, 75005 Paris

BIBL DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE II : LES BASSINS À ÉVAPORITES ÉPAISSES COMPORTANT UN TERME SALIFÈRE. 39

I. — STRATIGRAPHIE ET AGENCEMENT DES FACIÈS 39

A. — LES BASSINS ACTUELLEMENT PROFONDS 39

I) *Les sédiments préévaporitiques* 39
II) *La formation évaporitique* 40
a) Succession verticale et agencement des faciès 40
1. Le problème des réflecteurs N : évaporites infrasalifères, carbonates ou laminites ? 40
2. Le sel inférieur massif 41
3. Le terme gypso-anhydritique supérieur 41
b) Le contenu organique 41
c) Les modalités de biseautage latéral 43
d) La tectonique halocinétique et ses conséquences sur la répartition des évaporites 43
e) Les faciès sismiques du terme salifère 46
III) *Les sédiments postévaporitiques et le passage mio-pliocène* 46

B. — LES BASSINS SALIFÈRES ACTUELLEMENT ÉMERGÉS : EXEMPLE DU BASSIN DE CALTANISSETTA 46

I) *Succession lithologique* 47
a) La formation préévaporitique 47
b) La formation évaporitique 48
1. Le terme gypso-anhydritique inférieur 49
2. Le terme salifère 50
3. Le terme gypseux supérieur 50
c) La formation postévaporitique 50
II) *Cadre biostratigraphique* 50
III) *L'enchaînement latéral des faciès* 51
a) La distinction entre les deux termes gypso-anhydritiques 51
1. L'extension des différents termes 51
2. La signification des variations d'épaisseur 51
3. Les relations entre terme gypso-anhydritique inférieur et terme salifère 52
4. Les relations entre évaporites inférieures et formation préévaporitique 53
IV) *Récapitulation des principaux faits* 53

II. — ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE 54

A. — DIATOMITES ET LAMINITES DIATOMIQUES PRÉÉVAPORITIQUES 54

I) *Texture et composition minéralogique* 54
II) *L'agencement séquentiel* 54
III) *Interprétation* 54

B. — LE CALCAIRE DE BASE 55

I) *Description pétrographique* 55
II) *Interprétation* 55

C. — GYPSE ET ANHYDRITE 56

I) *Les différents types pétrographiques* 56
a) Le gypse sélénite 56
1. Les sédiments encaissants et leurs rapports mutuels 56
2. Modalités de cristallisation 56

Source : MNHN, Paris

b) Le gypse lenticulaire 56
c) Le gypse finement lité ou balatino 57
1. Description 57
2. Contenu organique 57
3. Environnement 58
4. Les autres types de gypse finement lité 58
d) Gypse et anhydrite nodulaires 58
1. Gypse nodulaire 58
2. Anhydrite nodulaire 59
3. Milieux de dépôt 59
e) Gypses détritiques : description et interprétation 60
II) *L'organisation séquentielle* 60
a) Le terme gypso-anhydritique supérieur 60
1. Description lithologique 60
2. Pétrographie et micropaléontologie des sédiments associés 62
3. Interprétation environnementale des séquences 62
b) Le terme gypso-anhydritique inférieur 62
1. Description lithologique 62
2. Sédiments associés : description pétrographique et milieux de dépôt 63
2.1. Laminites dolomitiques à gypso-dolomitiques 63
2.2. Calcaires et calcaires dolomitisés à pellets 63
2.3. Interprétation des milieux de dépôt 63
2.4. Signification des séquences cristallines 64

D. — Halite et sels de K et Mg 64

I) *Description pétrographique* 64
a) Halite 64
1. Faciès et microfaciès 64
2. L'anhydrite associée 64
3. Le contenu organique 65
4. Géochimie : étude du rapport Br/Cl 65
b) Polyhalite 65
c) Kainite 65
II) *Interprétation et milieux de dépôt* 66
a) La halite 66
b) Les sels de K et Mg 67
c) Le problème de la polyhalite 68

III. — CONCLUSIONS : LE FONCTIONNEMENT DES BASSINS SALIFÈRES 68

A. — Les données communes aux deux domaines 68
B. — Le fonctionnement des bassins 68
I) *Différenciation morphologique et subsidence différentielle* 68
a) Au niveau du bassin de Caltanissetta 68
b) Au niveau des plaines abyssales actuelles 69
II) *Évolution biphasée de la sédimentation évaporitique* 69
a) L'ensemble inférieur 69
b) Les évaporites supérieures 69
III) *Les étapes du confinement et l'évolution des milieux de dépôt* 70
a) Le début du confinement 70
b) La phase de précipitation évaporitique 70
c) La phase postévaporitique et le passage mio-pliocène 71

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE III : LES BASSINS PÉRIPHÉRIQUES OCCIDENTAUX À FORMATION ÉVAPORITIQUE RÉDUITE (ESPAGNE MÉRIDIONALE, ALGÉRIE) 73

I. — ESPAGNE MÉRIDIONALE 73

A. — LES BASSINS PROXIMAUX : EXEMPLE DU BASSIN DE MURCIE-ALICANTE 73

I) *Stratigraphie et agencement des faciès* 73

a) La succession verticale des faciès au centre du bassin 73
1. Les marnes préévaporitiques : les marnes de Torremendo 76
2. La formation gypseuse : les gypses de San Miguel 76
3. La formation supragypseuse 76

b) Les variations latérales et l'enchaînement des faciès 76
1. L'aire d'extension des évaporites 76
2. Les relations évaporites-calcaires marginaux 76
3. Les édifices récifaux à Coralliaires et leurs rapports avec les évaporites : exemple du récif de Santa Pola 78
3.1. Le récif à Coralliaires 78
3.2. Le récif végétal à stromatolithes 79
4. La formation diatomitique : relations avec les évaporites, implications bathymétriques 79
5. Les formations saumâtres à continentales marginales 80
6. Les modalités de relation mio-pliocène 80

II) *Étude sédimentologique des évaporites* 80

a) Le gypse sélénite : description et interprétation 80
b) Le gypse nodulaire : description et interprétation 81
c) Les autres types de gypse 83

III) *Conclusion. Reconstitution du fonctionnement du bassin* 83

a) La sédimentation préévaporitique 83
b) La sédimentation évaporitique 83
c) La sédimentation postévaporitique 84

IV) *Comparaison avec les autres bassins proximaux* 84

a) Description sommaire 86
b) Aspects pétrographiques de la formation évaporitique 86
c) Comparaison avec les autres formations 86

B. — LES BASSINS DISTAUX : EXEMPLES DES BASSINS DE LORCA ET DE GRENADE 86

I) *Le bassin de Lorca* 87

a) Succession verticale des faciès 87
1. La formation marneuse et diatomitique infragypseuse 87
1.1. Description lithologique et cadre biostratigraphique 87
1.2. Description pétrographique 87
1.3. Contenu organique 88
2. La formation évaporitique 88
3. La formation supraévaporitique 88

b) Agencement des corps sédimentaires 88
1. Les édifices récifaux et leurs relations avec les autres termes lithologiques 88
2. Les relations entre les diatomites et les gypses 90

c) Étude sédimentologique des gypses 91
1. Description 91
2. Interprétation 93

d) Récapitulation des principaux faits. Tentative de reconstitution du fonctionnement du bassin 93

Source : MNHN, Paris

1. Les caractères de la sédimentation préévaporitique 94
2. La sédimentation évaporitique 94
3. La sédimentation postévaporitique 94

II) *La formation gypseuse du bassin de Grenade* 94

a) Description de la formation 95
b) Interprétation sédimentologique 96
c) Les phases argileuse et carbonatée 96
d) Les enseignements d'un enchaînement des faciès 96

II. — ALGÉRIE SEPTENTRIONALE : LE BASSIN DU CHÉLIF 96

A. — La formation préévaporitique : les diatomites et les sédiments associés 98

I) *Caractérisation biostratigraphique* 98
II) *Répartition* 98
III) *Étude sédimentologique et paléoécologique* 98

a) Les marnes tortoniennes à messiniennes et les sédiments associés 98
b) Les diatomites et les sédiments associés 101
1. Caractères pétrographiques 101
2. Organisation séquentielle 101
3. Composition minéralogique 101
4. Contenu organique 102

IV) *Interprétation* 102

B. — Les calcaires construits à Mélobésiées et/ou à Coralliaires 103

I) *Cadre biostratigraphique* 103
II) *Morphologie, composition, relations avec les autres termes de la série* 103

a) Le récif frangeant du Djebel Murdjadjo 103
1. Le récif à Coralliaires 103
1.1. Morphologie récifale 103
1.2. Contenu faunistique 104
2. Le talus récifal 105
3. Les calcaires supérieurs à stromatolithes 105
4. Relations géométriques avec les laminites et les évaporites : agencement des faciès 105

b) La barrière récifale méridionale à Lithothamniées 106

C. — La formation évaporitique 106

I) *Description lithologique* 106
II) *Différents types de gypse* 107
III) *Sédiments associés : nature, contenu organique, minéralogie* 108
IV) *Interprétation* 108

D. — La sédimentation postévaporitique et le Pliocène inférieur. Modalités de passage mio-pliocène 108

I) *Caractérisation biostratigraphique* 108
II) *Étude sédimentologique* 109

a) Les marnes bleues : description pétrographique 109
b) Le problème de la coupe de Mohammadia-Sahouria 109
1. Les calcaires finement laminés : croûtes zonaires ou stromatolithes ? 109
2. Marnes marines et niveaux sus-jacents 109
c) Les olistostromes de El Ghomri 111
d) Les sédiments à stromatolithes et oolithes du Djebel Murdjadjo 111

III) *Interprétation* 111

a) Le Miocène postévaporitique 111
b) Le Pliocène 112

Source : MNHN, Paris

III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES 112

CHAPITRE IV : LES BASSINS ÉVAPORITIQUES ÉMERGÉS DE MÉDITERRANÉE ORIENTALE (ZAKYNTHOS, CRÈTE, CHYPRE) 115

I. — ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE 115

A. — LES COUPES DE ZAKYNTHOS 115

I) *Succession verticale des faciès* 115

a) La formation préévaporitique 117
1. Caractères lithologiques et sédimentologiques 117
2. Contenu biologique et cadre biostratigraphique 117
3. Minéralogie, composition des fractions argileuse et carbonatée 117

b) La formation évaporitique 117

c) La formation supraévaporitique 118
1. Constitution lithologique 118
2. Cadre biostratigraphique et contenu organique 118
3. Composition des fractions argileuse et carbonatée 118

II) *Interprétation des milieux de dépôt* 119

a) La sédimentation préévaporitique 119

b) La sédimentation évaporitique 121

c) La sédimentation postévaporitique 121

B. LE BASSIN D'HÉRAKLION (CRÈTE) 121

I) *Succession verticale des faciès* 122

a) La formation préévaporitique 122
1. Description lithologique 122
2. Cadre biostratigraphique 123
3. Contenu biologique 123
3.1. Sables inférieurs 123
3.2. Alternances marno-calcaires 123
4. Composition des fractions argileuse et carbonatée 123

b) L'expression marginale de la sédimentation préévaporitique : la plate-forme carbonatée 123

c) La formation évaporitique 125

d) La formation supragypseuse et le passage mio-pliocène 126

II) *Essai de reconstitution du fonctionnement du bassin évaporitique* 126

a) L'agencement latéral des faciès 126

b) L'évolution des milieux de dépôt 127
1. Au Miocène terminal 127
2. Au Pliocène inférieur 128

C. — LES BASSINS ÉVAPORITIQUES DE CHYPRE 128

1) *Le bassin de Polemi* 129

a) Succession verticale et agencement des faciès 129
1. La formation infraévaporitique 129
1.1. Description lithologique 129
1.2. Cadre biostratigraphique 131
1.3. Contenu biologique 131
1.4. Composition des fractions argileuse et carbonatée 131
2. La formation évaporitique 132
2.1. Description lithologique 132
2.1.1. Le terme gypseux inférieur 132

Source : MNHN, Paris

2.1.2. Le terme bréchique intermédiaire 132
2.1.3. Le terme gypseux supérieur 132
2.2. Contenu biologique 132
2.3. Composition des phases argileuse et carbonatée 137
3. La formation postévaporitique et le passage au Pliocène. 138
3.1. Le Miocène postévaporitique 138
3.2. Le Pliocène 138
b) Évolution du milieu de sédimentation 139
1. Du début du Messinien à la base des évaporites 139
2. L'installation des conditions évaporitiques 139
3. Pendant la phase évaporitique 139
4. La signification de l'épisode bréchique intermédiaire 140
5. A la fin de l'épisode évaporitique 140
6. Au Pliocène 140

II) *Le bassin de Pissouri* 140
a) Les formations préévaporitique et évaporitique 140
b) Les modalités de passage miocène-pliocène 141
c) Reconstitution de l'histoire du bassin 141
1. La sédimentation préévaporitique 141
2. La sédimentation évaporitique 141
3. La fin de l'épisode évaporitique 141
4. Au début du Pliocène 143
5. Après le Pliocène inférieur 143

III) *Le bassin de Psematismenos-Tochni* 143
a) Succession lithologique, cadre biostratigraphique et sédimentologique... 143
1. La formation préévaporitique 143
1.1. A l'ouest : coupe de Kalavasos 143
1.1.1. Cadre biostratigraphique et description lithologique 143
1.1.2. Contenu biologique 144
1.1.3. Étude sédimentofogique 145
1.1.4. Composition des fractions argileuse et carbonatée. 145
1.2. Au sud-est : coupe de Psematismenos, rive droite du Potamos Maroni 148
1.2.1. Description lithofogique 148
1.2.2. Cadre biostratigraphique 148
1.2.3. Contenu biologique 148
1.2.4. Composition des fractions argileuse et carbonatée. 148
1.3. A l'est : secteur de Psematismenos, rive gauche du Potamos Maroni 149
2. La formation évaporitique 149
3. La formation supraévaporitique et le passage au Pliocène..... 149
b) Agencement des faciès 149
1. Les relations faminites-conglomérats-calcaires récifaux..... 150
2. La position des évaporites..... 151
3. La sédimentation postévaporitique 151
c) Évolution des milieux de dépôt et fonctionnement du bassin 151
1. Les milieux préévaporitiques..... 151
2. Les termes de transition avec les évaporites 151
3. L'environnement évaporitique 152
4. La sédimentation supraévaporitique 152

Source : MNHN, Paris

II. — ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES GYPSES 152
A. — Description sédimentologique 153
I) *Les principales variétés de gypse* 153
a) Le gypse sélénite 153
1. Gypse sélénite incluant des vestiges de tapis algaires 153
1.1. Laminites algaires à filaments calcifiés associées à du gypse centimétrique lité 153
1.2. Laminites algaires à filaments non calcifiés incluses dans les cristaux pluridécimétriques à métriques 153
1.3. Détermination des structures organiques 154
1.4. Essai de reconstitution des environnements de dépôt .. 154
1.4.1. Les milieux de dépôt des tapis algaires 154
1.4.2. Les modalités de croissance cristalline 155
b) Gypse cristallin lité ou à texture désordonnée 155
1. Description 155
2. Interprétation 155
c) Gypse cristallin à litage ondulé, gypse nodulaire à texture cristalline .. 156
1. Description 156
1.1. Le gypse cristallin à litage ondulé et discontinu 156
1.2. Le gypse nodulaire à texture cristalline 156
1.3. Le gypse sélénite à arrangement « nodulaire » 156
2. Interprétation 157
d) Le gypse laminé 157
1. Description 157
2. Interprétation 157
e) Les laminites cryptalgaires et les stromatolithes gypsifiés 158
1. Description 158
2. Interprétation 159
f) Les gypses détritiques 160
1. Description 160
2. Interprétation 160
II) *Les phénomènes associés* 161
a) Les phénomènes de réduction des sulfates et la transformation gypse/calcite 161
1. Description 161
2. Interprétation 162
b) Les figures de glissement sédimentaire 163
B. — L'organisation séquentielle 164
III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES 164
A. — Au plan de l'agencement des faciès 164
B. — Au plan sédimentologique 165
I) *Au cours de la phase prévaporitique* 165
II) *Pendant la phase évaporitique* 165
III) *Pendant la phase postévaporitique* 165
C. — Au plan géodynamique 165
D. — Relations avec les séries traversées dans les sondages DSDP voisins 166

Source : MNHN, Paris

CHAPITRE V : LES BASSINS DÉPOURVUS D'ÉVAPORITES 167

I. — LE BASSIN DE MELILLA-NADOR (MAROC SEPTENTRIONAL) 168

A. — L'AGENCEMENT DES FACIÈS 168

I) *Les marnes messiniennes* 169

a) Succession lithologique 169

b) Description pétrographique 169

c) Cadre biostratigraphique et écologique 169

II) *Les édifices récifaux à Coralliaires* 169

a) Le complexe récifal du Cap des Trois Fourches 172

1. Morphologie récifale 173

2. Composition des communautés de Coralliaires 174

b) Les récifs frangeants de la bordure septentrionale du massif des Kebdana-Iberkanène 174

III) *Les modalités de passage mio-pliocène* 174

B. — ESSAI DE RECONSTITUTION DE L'HISTOIRE DU BASSIN 174

I) *L'évolution de la sédimentation prévaporitique* 176

II) *L'expression locale de l'épisode évaporitique* 176

III) *Les modalités de la transgression pliocène* 176

II. — LE BASSIN DE BOUDINAR 176

A. — SUCCESSION LITHOLOGIQUE ET CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE 177

B. — LES DIATOMITES DE SIDI HADJ YOUSSEF 177

I) *Étude sédimentologique* 177

a) Composition minéralogique 177

b) Contenu organique 178

II) *Interprétation de l'environnement de dépôt* 179

III. — COMPARAISON AVEC LES BASSINS VOISINS 180

A. — LE BASSIN DE GUERCIF 180

B. — LE BASSIN DU SAÏS : LA COUPE DE SIDI HARAZEM 180

IV. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES 181

A. — LE DÉPÔT D'UNE TRILOGIE SÉDIMENTAIRE CARACTÉRISTIQUE DE LA PHASE PRÉ-ÉVAPORITIQUE DES AUTRES BASSINS MÉDITERRANÉENS 181

B. — L'ISOLEMENT DES BASSINS 181

C. — UNE INCURSION TRÈS BRÈVE DE LA MER PLIOCÈNE 183

IIe PARTIE : SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

CHAPITRE VI : LES ENVIRONNEMENTS MESSINIENS 187

I. — LA FORMATION À LAMINITES 187

A. — ASPECTS GÉNÉRAUX 187

Source : MNHN, Paris

B. — Répartition stratigraphique et géographique 188
I) *Type I : les formations à diatomites marginales liées à des phénomènes de remontées d'eaux profondes* 189
a) Distribution géographique et paléogéographique 189
b) Caractères sédimentologiques 189
c) Données paléoécologiques 189
d) Environnement de dépôt : les phénomènes de remontées d'eaux profondes 191
1. Le fonctionnement des « upwellings » 191
2. La durée de fonctionnement 192
3. Les conditions de la tranche de fond 192
4. La question des relations avec le volcanisme 192
II) *Type II : les laminites terminales, témoins de l'isolement du bassin et de l'évolution vers les conditions évaporitiques* 192
a) Répartition paléogéographique 192
b) Caractéristiques sédimentologiques 193
c) Contenu organique 194
d) Environnement de dépôt 194
1. Évolution des conditions du milieu 194
2. Le cas particulier de la Méditerranée orientale 195
3. Le problème de la profondeur de dépôt des laminites 195
4. Les modalités de transition avec les évaporites 196

II. — L'ÉDIFICATION RÉCIFALE À MADRÉPORAIRES ET À MÉLOBÉSIÉES .. 197

A. — Répartition géographique, dimensions et types morphologiques 197
I) *Les types morphologiques* 197
II) *Évolution des caractères morphologiques au cours de la vie du récif* 198
III) *La superposition des édifices à Coralliaires et à stromatolithes. Relations avec la phase évaporitique* 198
IV) *Composition organique* 198

B. — Évolution schématique de l'environnement 199
I) *L'évolution du milieu* 199
II) *L'interruption de la croissance récifale et l'évaluation de l'amplitude de l'abaissement du plan d'eau à la fin de la phase principale d'édification* 199
III) *La colonisation par les stromatolithes* 200

C. — Une vérification de la validité du schéma : le récif de Aéu Shaar el Qibli et les relations avec les évaporites du Golfe de Suez (miocène moyen, Égypte) 201

III. — LES ÉVAPORITES 203

A. — Les apports des études pétrographiques et paléoécologiques à la connaissance des milieux de dépôt 203
I) *La signification des principaux faciès* 203
a) Gypse et anhydrite 203
1. Le gypse sélénite 203
1.1. Précipitation à l'interface sédiment-saumure 204
1.2. Croissance cristalline à l'intérieur d'un sédiment préexistant et cristallisation superficielle liée à des remontées capillaires 205
2. Le gypse finement lité 205
2.1. Les alternances gypso-carbonatées ou détritiques (ou balatino) 205

Source : MNHN, Paris

2.2. Le gypse finement lité 206
2.3. Les laminites cryptalgaires ou stromatolithes gypsifiés .. 206
3. Gypse et anhydrite nodulaires 206
3.1. Gypse à précurseur anhydritique et anhydrite de diagénèse précoce subaérienne 206
3.2. Gypse à précurseur anhydritique et anhydrite nodulaire de diagénèse plus tardive : modification des paramètres température/pression (enfouissement-contraintes tectoniques ou circulations de fluides concentrés) 207
3.3. Gypse nodulaire à texture cristalline ; diagénèse précoce subaérienne ou sous-aquatique ?..... 207
4. Les autres types de gypse..... 208
4.1. Gypses détritiques et problème des turbidites 208
4.2. Phénomènes de transformation gypse/calcite avec formation de soufre natif 208
4.3. Phénomènes de dissolution : les « rauhwackes »..... 208
b) Halite et sels de K et de Mg 210
II) *Signification du contenu biologique* 211
a) La signification générale des organismes..... 211
b) Le rétablissement des conditions marines et la cyclicité des dépôts évaporitiques 211
1. Au niveau des termes gypso-anhydritiques..... 211
2. Au niveau du terme salifère 211
3. L'intensification progressive de la dessalure dans le terme gypseux supérieur et le passage à l'épisode postévaporitique..... 212
III) *Les données géochimiques* 212
B. — Les enseignements d'un agencement de faciès 212
1) *Relations spatio-temporelles des corps salins : le piège morphologique et structural.* 213
a) 1er élément : la signification d'une différenciation verticale..... 213
b) 2e élément : le contrôle morphologique et structural..... 214
c) 3e élément : le diachronisme de la sédimentation évaporitique..... 214
1. A l'échelle régionale 214
2. A l'échelle d'un bassin 215
3. A l'échelle d'un banc 215
d) 4e élément : l'étagement du bassin, migration et accumulation des saumures 215
II) *Le bilan hydrologique*..... 215
a) La nécessité d'une alimentation quasi permanente du bassin. 215
b) Les éventuelles contributions non marines 216
c) Les variations des composantes d'un bilan 216
1. L'inversion de composition entre les termes supérieur et inférieur. 217
2. La cyclicité du terme gypso-anhydritique supérieur et l'intensification des phénomènes de dessalure 218
3. Les conditions laguno-lacustres sommitales 218
4. Le cas particulier de la Méditerranée orientale..... 218
IV. — LA SIGNIFICATION DE LA PHASE ARGILEUSE..... 219
A. — La composition du cortège minéralogique..... 219
1) *La caractéristique principale : les smectites* 219
II) *La dépendance à l'égard du contexte géologique régional* 219
III) *Les variations contrôlées par la nature des sédiments* 219
a) Dans les alternances marnes-diatomites ou laminites 219
b) Dans les séries à dominante terrigène..... 221

Source : MNHN, Paris

c) Le comportement du cortège argileux dans les différents stades de la séquence évaporitique 221

B. — Essai d'interprétation 221

Chapitre VII : MODALITÉS ET CAUSES DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE 223

I. — LES PROBLÈMES POSÉS PAR L'INTERPRÉTATION DE L'ÉPISODE ÉVAPORITIQUE MESSINIEN : UNE REVUE CRITIQUE 223

A. — Les modèles génétiques proposés 223

I) *Bassin profond desséché (« deep sea dessiccated basin »)* 223

II) *Bassin profond avec ou sans assèchement* 224

III) *Bassin océanique à paléogéographie diversifiée* 224

IV) *Bassin peu profond* 224

B. — Le cadre général de l' « événement » messinien 224

I) *Le problème de la profondeur initiale maximum du bassin* 225

a) Les enseignements paléoécologiques 225

b) La signification des surfaces d'érosion 225

II) *Les indications de mouvements tectoniques postmessiniens et la réorganisation paléogéographique préplioc*ène 226

C. — La recherche des mécanismes généraux 227

I) *Le tracé des voies de communication avec le domaine océanique* 227

II) *Les mécanismes tectoniques* 228

III) *Les fluctuations glacio-eustatiques du niveau océanique* 228

IV) *Le cadre climatique* 229

V) *Quels sont les grands événements climatiques significatifs dans les domaines continentaux et océaniques ?* 229

II. — MODALITÉS, DÉROULEMENT ET CAUSE DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE : UNE PROPOSITION 230

A. — Un rappel des apports principaux de cette étude 230

I) *L'apport des études sédimentologiques fines* 230

II) *Les enseignements d'un enchaînement spatio-temporel des corps sédimentaires* ... 231

III) *Les conséquences paléogéographiques* 231

IV) *Le cadre morphologique et structural de la sédimentation messinienne* 233

B. — Un essai de reconstitution du déroulement de l' « épisode » évaporitique 233

I) *A la fin du Tortonien : conditions marines franches et début du confinement* .. 233

II) *Au début du Messinien* 234

III) *Au Messinien* 234

a) Le stade préévaporitique 234

b) La phase évaporitique 234

c) L'évolution terminale vers la dessalure 236

IV) *Le passage au Pliocène* 236

C. — Les mécanismes généraux 237

I) *Les facteurs et les mécanismes de l'isolement* 237

a) Le rôle de la tectonique 237

b) Les fluctuations glacio-eustatiques du niveau océanique 237

Source : MNHN, Paris

II) *Le contrôle des phénomènes évaporitiques : l'importance des mécanismes climatiques* 237

CONCLUSIONS GÉNÉRALES 239

LISTE DES RÉFÉRENCES CITÉES 243

TABLE DES FIGURES 263

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 267

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

RÉSUMÉ

L'objectif de ce travail est la reconstitution des modalités de formation des évaporites messiniennes de Méditerranée, conçue comme une contribution à la connaissance plus générale des évaporites marines. L'acquisition d'une connaissance globale de l'événement a été obtenue par une investigation détaillée à toutes les échelles de l'observation :

— par l'étude d'un maximum de bassins sélectionnés en fonction de leur représentativité paléogéographique depuis les dépressions endoréiques distales jusqu'aux bassins centraux à formation salifère développée ;
— par la prise en compte de tous les composants de la séquence évaporitique (diatomites préévaporitiques, édifices récifaux, évaporites, etc.), de leurs caractères sédimentologiques, paléoécologiques et même géochimiques ainsi que de leur succession et de leur agencement spatio-temporel.

Les principaux résultats obtenus peuvent être schématisés ainsi :

Le cadre morphologique et structural : la paléogéographie messinienne, diversifiée, préfigure dans ses grandes lignes seulement le dispositif morphologique actuel mais avec des valeurs maximales de profondeur inférieures aux valeurs observées de nos jours ; celles-ci ont été obtenues par une évolution structurale ultérieure qui est la continuation d'une restructuration continue dont la profonde réorganisation paléogéographique mio-pliocène représente un instantané révélé par les caractères hydrodynamiques propres de cette période.

Les modalités de la sédimentation évaporitique : le confinement progressif de la tranche d'eau marine se marque, dans chaque bassin, par différentes étapes : diatomites de type I liées à des phénomènes d'upwelling, diatomites de type II en relation avec le confinement du corps d'eau (l'assimilation partielle des réflecteurs N des parties profondes à ce type de laminites a été proposée) ; édification récifale à Madréporaires et à Mélobésiées qui cesse dès la fin du dépôt du type II ; conditions évaporitiques ; sédiments postévaporitiques caractérisés par la généralisation des phénomènes de dessalure et la reprise de l'érosion qui marquent l'aboutissement d'une évolution progressive sensible dès la base du terme gypseux supérieur. Les relations géométriques et génétiques entre les édifices carbonatés (récifs à Madréporaires, calcaires supérieurs à stromatolithes), les laminites et les évaporites, ont été reconstituées.

L'origine marine des évaporites dans les parties occidentale et orientale du domaine, malgré l'importance croissante vers le sommet des influences d'eaux continentales, est une règle générale sauf dans certaines dépressions endoréiques distales caractérisées par des phénomènes de recyclage de sels anciens (Trias) dissous par les eaux continentales.

Le diachronisme de la sédimentation évaporitique se traduit, à tous les stades du confinement, par un retard aux conditions évaporitiques depuis les marges vers le centre du bassin ; c'est l'un des points-clé, sensible de l'échelle du domaine à celle de chaque bassin et même de certains bancs élémentaires de gypse. Les corps évaporitiques se disposent en auréoles concentriques, emboîtées, composées de sels de plus en plus solubles à partir des marges vers le centre ; c'est la conséquence d'un contrôle complexe à la fois morphologique (piégeage des masses importantes d'évaporites au niveau des parties déprimées), structural (subsidence qui assure la pérennité du dispositif) et hydrodynamique lié à l'abaissement du plan d'eau et à la rétraction concomitante de l'aire de sédimentation (arrêt de l'édification récifale, phénomènes de progradation centripète, emboîtement des corps évaporitiques, etc.).

La sédimentation évaporitique intervient dans des milieux résiduels aux paramètres physico-chimiques très variables (profondeur, salure, etc.) et selon des modalités différentes (depuis les dépôts sous tranche d'eau subpérenne jusqu'aux diagenèses précoces subaériennes) définissant une zonalité horizontale et/ou une superposition dans le temps. L'importance des transformations minérales (réduction de sulfates, transformations tardives gypse/anhydrite/gypse en relation avec l'enfouissement, les saumures piégées, etc.) et de leurs conséquences est soulignée.

Les caractéristiques très particulières des formations évaporitiques de Méditerranée orientale sont analysées et discutées.

Source : MNHN, Paris

L'influence croissante des phénomènes de dessalure dans le terme gypseux supérieur dont les conditions laguno-lacustres sommitales (« lac-mer ») ne sont que l'aboutissement logique, s'oppose à l'hypothèse d'un phénomène brutal à la fin de l'épisode évaporitique et semble découler d'une évolution climatique progressive.

Les mécanismes généraux : l'isolement de la Méditerranée miocène et son confinement sont contrôlés en majeure partie par la tectonique et aggravés par les fluctuations glacio-eustatiques du niveau océanique, qui réduisent le débit de la « source » d'eaux océaniques en maintenant néanmoins une alimentation faible mais quasi continue malgré des interruptions temporaires possibles ; les apports océaniques étant devenus insuffisants pour assurer l'équilibre du bilan en eau qui deviendra alors très dépendant, non seulement des variations du volume de ces apports mais surtout des modifications de l'environnement climatique qui, en jouant alternativement sur les différentes composantes de ce bilan, détermineront des inversions de tendances à l'origine des phénomènes observés (concentration vers les conditions évaporitiques, dilutions engendrant les milieux saumâtres, rétablissement des conditions marines). C'est ainsi que les caractères du terme supérieur s'interprètent en terme d'évolution vers une intensification du régime des précipitations (dessalure et reprise des apports terrigènes) entrecoupée de phases d'aridité conduisant au dépôt d'évaporites mais insuffisantes pour permettre la précipitation continue de halite (sauf en Méditerranée orientale), comme c'est le cas au niveau du terme évaporitique inférieur qui représente une phase aride majeure. L'intégration de ces données dans un cadre climatique plus général caractérisé par une évolution très nette à cette période vers l'établissement d'un contraste latitudinal plus accentué, est discutée.

La sédimentation évaporitique messinienne résulte de la conjonction dans le temps de différents paramètres parmi lesquels on note en particulier : l'isolement morphologique (tectonique et eustatisme) qui assure le confinement, les modifications climatiques qui contrôlent l'évolution des milieux résiduels et déterminent la nature des dépôts et les facteurs locaux (morphologie, drainage, tectonique, éloignement des zones d'apport, etc.) qui imposent l'expression sédimentologique régionale de l'événement.

Source : MNHN, Paris

AVANT-PROPOS

C'est en 1974 que M. G. Busson me proposa, comme sujet de thèse de Doctorat d'État, l'étude des évaporites messiniennes de Méditerranée. A cette période, la polémique concernant la genèse de ce « géant salifère » atteignait son paroxysme, quatre années à peine après sa mise en évidence définitive. L'immensité des problèmes qu'il soulevait au plan de l'interprétation géodynamique et sédimentologique et les espérances qu'il suscitait pour la recherche pétrolière, laissaient entrevoir un impact scientifique considérable et devaient être à l'origine d'une multiplication de travaux émanant d'un très grand nombre de chercheurs ou d'équipes structurées. Dans ce contexte, le choix d'une orientation originale allait être déterminé par plusieurs faits : l'insuffisance des données provenant des sondages DSDP qui n'avaient atteint que la partie épidermique des formations épaisses ou traversé des formations marginales réduites et en tout point comparables à celles des bassins actuellement émergés ; l'existence d'un vaste champ d'investigations, particulièrement riche de possibilités d'analyses, de comparaisons et de corrélations qui s'offrait sur tout le pourtour actuel du domaine méditerranéen et permettait même d'observer des équivalents émergés des formations profondes encore inaccessibles. Compte tenu de ces faits, j'étais donc amené à privilégier l'étude de ces bassins aujourd'hui émergés, seuls susceptibles de fournir, grâce à l'abondance des données et à la continuité de l'information, les éléments d'une reconstitution du cadre sédimentologique et paléogéographique de l'événement messinien. Quinze missions ont été réalisées sur l'ensemble du domaine, de manière à acquérir une connaissance la plus globale possible : Sicile (avril-mai 1974), Espagne (mars 1975, juin-juillet 1976, septembre 1977, avril 1978), Algérie (avril-mai 1976, novembre 1979), Maroc (décembre 1976), Grèce (décembre 1977), Chypre (juillet 1977, septembre 1978, mai 1979, septembre 1979), Égypte (mars 1978, février 1980) ; la liste des bassins étudiés figure dans la légende de la figure 3. Les carottes des sondages DSDP qui avaient fait l'objet d'études abondantes, variées et détaillées, ne justifiaient pas une nouvelle étude complète ; leur examen a seulement permis d'intéressantes comparaisons à partir des échantillons des legs 13 et 42 (Méditerranée) et 23 (Mer Rouge).

Afin d'éviter au lecteur un exposé descriptif long et fastidieux, seules les observations les plus significatives (extraites de nombreuses données de terrain dont 90 coupes continues, 1 500 lames minces, 600 diagrammes de rayon X et 3 000 clichés de MEB) ont été présentées. Je signalerai qu'une partie importante des résultats a déjà été exposée dans une vingtaine d'articles et que les listes exhaustives de microfaune et de flore feront l'objet de publications communes avec les spécialistes qui en ont assuré partiellement ou totalement la détermination. A la lecture, certaines études peuvent paraître insuffisantes ou même absentes : c'est le cas de la riche faune associée aux carbonates marginaux ou de la palynologie. Pour les premières, des travaux étant déjà en cours ou sur le point de débuter par ailleurs, j'ai concentré mon effort sur l'étude des faunes directement associées aux évaporites et de ce fait plus significatives pour le problème posé ; les secondes n'ont pu être réalisées avant la rédaction de ce travail et vont faire l'objet d'un programme de recherche postthèse.

Je ne peux clore cet avant-propos sans remercier ceux qui ont apporté une contribution active à la réalisation de ce travail. C'est tout d'abord, M. G. Busson qui en a assuré la direction scientifique avec une attention et une disponibilité constante, mettant tout en œuvre pour qu'il se déroule dans les conditions les plus favorables. Je ne saurais dire assez combien la réalisation de cette recherche doit à la richesse d'une collaboration scientifique avec M. A. F. Maurin, à sa maîtrise des problèmes géologiques les plus divers, notamment sédimentologiques et morphologiques et à l'expérience acquise au contact de la dynamique équipe qu'il dirige ; je n'insisterai pas sur les facilités matérielles dont il

Source : MNHN, Paris

m'a permis de bénéficier. M. le Professeur C. L. V. Monty m'a fait profiter de son expérience de sédimentologiste et de spécialiste des constructions cyanobactériennes. M. le Professeur L. Leclaire et M. A. Perrodon ont toujours suivi avec intérêt le déroulement de mes recherches et souvent apporté leur concours. Je suis reconnaissant à chacun ainsi qu'à M. les Professeurs A. Jauzein et J. Dercourt d'avoir accepté de siéger dans le Jury.

Les recherches se sont déroulées au Laboratoire de Géologie du Muséum où j'ai été accueilli par M. le Professeur R. Laffitte, dans le cadre des activités de deux équipes de recherche CNRS : l'ERA 121 d'abord et, pour la plus grande partie, la RCP 459 dirigée par M. G. Busson.

La réalisation des missions de terrain a été rendue possible par un financement du CNRS (ERA 121 et RCP 459) et du Muséum National d'Histoire Naturelle ; à partir de 1976, l'ensemble des campagnes a été effectué dans les meilleures conditions d'efficacité grâce à une aide financière et à un soutien logistique fournis par la Compagnie Française des Pétroles, au titre d'un projet de recherche intitulé : « sédimentation confinée ». Des moyens techniques m'ont également été fournis par les filiales TOTAL ALGÉRIE et TOTAL PROCHE-ORIENT ; je remercie M. M. Lels et J. Marie, Directeurs de l'Exploration.

Je tiens également à exprimer mes plus vifs remerciements à la Compagnie Française des Pétroles et à la Société Nationale ELF AQUITAINE (Production) pour leur concours financier à la publication de ce travail.

La collecte du matériel et l'emploi de certaines techniques particulières d'étude ont exigé de faire appel à des spécialistes ou à des laboratoires extérieurs ; un échantillonnage dense des sondages effectués dans la formation salifère de Sicile a été réalisé à l'Ente Minerario Siciliano (Palerme) grâce à M. A. Decima ; la National Science Foundation (D.S.D.P.) m'a fourni un matériel abondant provenant des legs 13, 42 et 23. La Compagnie Française des Pétroles, la Société Nationale Elf-Aquitaine et ESSO m'ont permis d'utiliser deux profils sismiques d'excellente qualité. Un important matériel de sondage provenant de Mer Rouge a été mis à ma disposition par la Société Nationale ELF-AQUITAINE. Les nombreux diagrammes de Rayons X ont été réalisés pour la plus grande partie à l'Institut de Géologie de Strasbourg et, pour certains, au Laboratoire de Géologie Appliquée de l'Université Pierre et Marie Curie et au Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure à Paris. Je tiens à remercier également M. M. Cobb (MOBIL EXPLORATION) pour les précieux renseignements qu'il m'a fournis en 1978 concernant le récif de Abu Shaar el Qibli (Égypte).

Les nombreuses missions de terrain dans les pays méditerranéens m'ont amené à contracter une longue dette de reconnaissance auprés des différents services nationaux et de leur direction : en Algérie, à la Direction des Mines et de la Géologie du Ministère de l'Industrie lourde et au Service de la Conservation des Hydrocarbures du Ministère de l'Énergie et des Industries Pétrochimiques ; au Maroc, à la Direction du Service de Géologie et de la Carte Géologique ; en Grèce, à l'Institut de Recherches Géologiques et Minières ; à Chypre, au Geological Survey of Cyprus ; en Égypte, à l'Egyptian Petroleum Research Institute ; en Espagne, auprès de la Comision Nacional de Geologia.

La réalisation d'une synthèse géologique sur un domaine aussi vaste a nécessité l'établissement de collaborations étroites et enrichissantes avec de nombreux collègues ; je citerai d'abord M. J. Cravatte auquel je dois l'analyse micropaléontologique de très nombreuses coupes, Mme G. Bizon et M. J.-J. Bizon pour l'étude des foraminifères et Mme C. Muller pour le nanoplancton, Mlle C. Pierre pour les études complémentaires de géochimie isotopique des sulfates, Mme Orszag-Sperber avec qui a été réalisée une étude en collaboration des bassins chypriotes, M. N. Trauth pour l'étude de la phase argileuse, Mlle D. Noël et M. J.-P. Perthuisot. De nombreux autres spécialistes m'ont apporté, à des degrés divers, le concours de leur compétence : M. P. Brebion (Gastéropodes), M. J.-P. Caulet (Radiolaires), J. M. Chevallier (Madréporaires), Mme S. Freneix (Lamellibranches), M. D. Gardette et R. Gersonde (Diatomées), C. Guernet (Ostracodes), Mme D. Badaut-Trauth (études complémentaires de microscopie électronique à transmission), M. B. Desbordes et Estéve (sismique), M. J.-C. Fontes et Mlle M.-C. Sichéres (dosage du brome), M. J.-L. Oudin (étude de la matière organique), Mme C. Vergnaud-Grazzini (étude isotopique des carbonates).

D'autres collègues m'ont apporté aide et suggestions : F. Baroz, Mme M.-C. Bernet-Rollande, Mlle G. Cocret, MM. Freytet, K. O. Heimann, J.-P. Loreau, C. Montenat, P. Ott D'Estevou, J.-C. Plaziat et F. Weisgerber.

Source : MNHN, Paris

Je voudrais enfin assurer de ma reconnaissance tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cet ouvrage : Mme N. Day pour la recherche de la documentation et la mise en forme de la liste bibliographique ; Mlle M. Destarac pour l'illustration photographique ; MM. Ganon et Chauvet pour la confection des lames minces ; MM P. Clément, J.-P. Bossy et Hernandez pour la microscopie électronique, Mme Voltier et Mlle Rameau pour la dactylographie du manuscrit ; MM. Gaulier, Chataux, Brouillet et Mme Pilar pour le dessin. A la Compagnie Française des Pétroles, ont activement participé à la confection de l'ouvrage : Mlle G. Cochet, M. Vagner, Mme Servin et Mlle Fabre pour le dessin ; M. Alfandari pour la reproduction du manuscrit original.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

INTRODUCTION

Vers la fin du Miocène, la formation dans le domaine méditerranéen qui a acquis une configuration proche de l'actuelle de l'un des plus vastes bassins évaporitiques connus (3 000 kilomètres d'Ouest en Est et 800 kilomètres du Nord au Sud et parfois plus de 3 000 mètres d'épaisseur de sel) constitue un événement géodynamique exceptionnel ; sa connaissance est fondamentale pour la reconstitution de l'histoire néogène de ce domaine et pour la contribution qu'elle peut apporter à la compréhension des mécanismes de dépôt des évaporites marines. Par ses dimensions, il entre dans la catégorie de « géants » évaporitiques connus à diverses époques, notamment au Trias en Afrique du Nord et en Europe, au Dévonien au Canada, au Crétacé inférieur dans le domaine atlantique, etc. Il possède en outre plusieurs particularités qui en font un domaine d'étude privilégié, notamment : sa position au cœur de l'une des régions les plus étudiées sur le plan géologique, l'abondance et la qualité des observations possibles tant à l'affleurement que sur le matériel de sondages et un âge relativement récent. Celui-ci permet d'une part, une meilleure préservation des structures originelles de dépôt et d'autre part, une certaine similitude du contenu organique avec celui de la période actuelle, autorisant ainsi des comparaisons plus fiables avec les processus qui régissent de nos jours ce type de sédimentation.

I. — HISTORIQUE DE LA DÉCOUVERTE ET DE L'ÉTUDE DES ÉVAPORITES D'ÂGE MIOCÈNE TERMINAL EN MÉDITERRANÉE

Les faciès « régressifs » à gypse et tripolis du Miocène terminal sont connus de longue date sur les marges actuelles du bassin méditerranéen où ils ont été décrits et même cartographiés. Sur le plan de l'interprétation génétique, les ouvrages de A. Perrodon sur le Néogène du bassin du Chélif en Algérie et de L. Ogniben sur la formation « gypso-solfifère » de Sicile, en particulier, apportent, dès 1957, les premiers éléments fondamentaux, tant paléogéographiques que pétrographiques, de l'interprétation génétique de ces évaporites et cela bien avant que ne soit soupçonnée leur appartenance à un gigantesque bassin évaporitique méditerranéen ; en effet, l'existence de celui-ci n'a été démontrée qu'en 1970 lorsque les sondages du Glomar Challenger (Leg 13) ont confirmé l'âge Miocène supérieur des puissantes formations évaporitiques localisées au niveau des plaines abyssales actuelles ; leur existence avait été envisagée dès 1965 par Ménard *et al.* pour interpréter, non sans quelques hésitations (possibilité de volcans, de volcans de boue, d'anticlinaux) la nature des dômes qui accidentent le remplissage sédimentaire des plaines abyssales comme des structures diapiriques ; la nature salifère définitivement admise (Hersey, 1965 ; Allinat *et al.*, 1966), l'âge de cette formation a été l'objet d'attributions stratigraphiques diverses : Trias (Glangeaud, 1966 ; Glangeaud *et al.*, 1966, Maufret, 1969) avant d'être enfin assimilé au Pontien par Cornet (1968) et au Miocène supérieur par Montadert *et al.* (1971) ; la confirmation de cet âge permettait donc la corrélation avec les formations gypseuses des bassins marginaux et par conséquent la mise en évidence d'un gigantesque bassin évaporitique d'une superficie d'environ 2 200 000 kilomètres carrés.

Dès lors, ce bassin, par son étendue hors du commun et par l'intérêt tant fondamental qu'appliqué qu'il suscitait, allait être à l'origine d'une production scientifique considérable, marquée, dès la fin

Source : MNHN, Paris

de la campagne du Glomar Challenger, par une polémique passionnée entre les tenants de deux hypothèses génétiques opposées : celle d'un bassin profond desséché (Hsü *et al.*, 1973 a) et celle d'un bassin également desséché mais de profondeur initiale faible (Nesteroff, 1973 b) auxquelles s'ajoutait le modèle océanique de Selli (1973) ; cette polémique exprimée officiellement dans le volume 13 du D.S.D.P. (Ryan *et al.*, 1973) et au cours du colloque d'Utrecht (Drooger, 1973 a et b) allait, dans un premier temps, stimuler les recherches en obligeant chacun des protagonistes à un affinement permanent de son argumentation et à une recherche constante de nouvelles observations ; dès lors, les études de terrain ont connu un essor considérable et une deuxième campagne de forages du Glomar Challenger (Leg 42A) réalisée en 1975 portant à 22 le nombre de sites forés, a augmenté considérablement le capital d'informations recueillies *uniquement* sur la partie supérieure des évaporites épaisses des plaines abyssales, aucun de ces sondages n'ayant encore traversé la masse salifère principale. Parallèlement, le développement de l'exploration pétrolière apportait une masse importante de données, notamment sur la marge du Golfe du Lion (Cravatte *et al.*, 1974), la marge catalane, algérienne, le golfe de Gabès, la partie septentrionale de la mer Égée, etc. Il convient d'ajouter les très nombreuses campagnes de reconnaissance sismique qui fournissent une connaissance précise de la répartition des principaux corps évaporitiques dans la partie profonde du domaine (Ménard *et al.*, 1965 ; Hersey, 1965 ; Leenhard, 1970, 1973 ; Auzende *et al.*, 1971 ; Mulder, 1973 ; Mulder et Parry, 1977 ; Maufret, 1976 ; Montadert *et al.*, 1978 ; Curzi *et al.*, 1980 ; Lefebvre et Genesseaux, 1980) et ont même donné lieu à des synthèses (Wong et Zarunsky, 1969 ; Finetti et Morelli, 1973 ; Biju-Duval *et al.*, 1976 ; Morelli, 1975 ; Montadert *et al.*, 1978).

Le problème de la crise de salinité messinienne a été l'objet de séminaires, colloques ou tables rondes parmi lesquels il convient de signaler les séminaires annuels qui ont eu lieu respectivement à Erice (Sicile) en 1975 (Catalano *et al.*, 1978), à Cargnano (Italie septentrionale) en 1976 (Cita et Ryan, 1978), à Malaga (Espagne) en 1977, à Rome en 1978 (Cita et Wright, 1979) et enfin à Paphos (Chypre) en 1979 (Orszag-Sperber et Rouchy, 1980). D'autres réunions furent consacrées à ce thème (RCP 459, 1977 ; Benson, 1976 ; etc.) ; citons aussi les Congrès internationaux du Néogène méditerranéen et les réunions de la Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Méditerranée (CIESM), etc.

De nouvelles hypothèses génétiques ont permis de nuancer récemment les affirmations des deux modèles antagonistes proposés au départ, mais la polémique demeure vive et aux aspects bénéfiques du début sont apparus rapidement les risques d'une certaine stérilisation des débats, d'une escalade des extrapolations hâtives et parfois même d'une certaine intolérance intellectuelle ; trop souvent, des ouvrages publiés à la suite de congrès n'ont réuni que des articles sélectionnés pour la défense exclusive de l'un des modèles.

II. — OBJECTIFS ET MÉTHODES

A. — Objectifs

L'objectif de cette étude à caractère thématique est la compréhension des conditions de genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée, conçue par delà l'exemple régional, comme une contribution à la connaissance des évaporites marines ; en aucun cas, elle ne prétend devenir un nouveau modèle global résultant d'une extrapolation grandiose ou de l'application locale d'un concept général qu'il concerne la genèse des évaporites ou les modèles géodynamiques globaux, véritables « prêts-à-porter » scientifiques, souvent inadaptés aux cas particuliers examinés. Par une approche naturaliste, elle se propose une analyse minutieuse des aspects stratigraphiques et sédimentologiques des évaporites et des sédiments associés et de leurs relations mutuelles dans un certain nombre de sites régionaux pour tenter de remonter en dernier lieu jusqu'à la reconstitution des mécanismes généraux du confinement.

Source : MNHN, Paris

B. — Méthodes

L'acquisition d'une connaissance globale sur un domaine aussi étendu géographiquement nécessite l'observation d'un maximum de bassins actuellement à l'affleurement qui offrent l'avantage d'une observation des relations spatio-temporelles des différents types de sédiments ainsi que celle des matériaux de sondages des séries profondes.

Ce travail accorde aux études de terrain classiques une part très importante que l'on pourra juger disproportionnée ; ceci ne fait que refléter logiquement, à mon sens, l'énorme disparité entre l'abondance et la continuité de l'observation disponible à l'affleurement et les résultats des sondages réalisés en mer, ceci, sans négliger pour autant l'apport considérable de ces derniers.

I) *Les études de terrains.*

Les choix des régions étudiées a été fait dans le but d'acquérir une connaissance à la fois globale et complémentaire du problème tant sur le plan régional (domaine occidental et oriental) que sur le plan des différents types de successions lithologiques (bassins à évaporites épaisses du type de celles des plaines abyssales, à évaporites peu épaisses, dépourvus d'évaporites, à paléogéographie orientée vers l'Atlantique). Ces études ont été réalisées en Espagne méridionale (bassins de Murcie-Alicante, de Lorca, de Fortuna-Abanilla, d'Alhama de Murcia, de Sorbas-Tabernas, de Carboneras et de Grenade), au Maroc (bassins de Melilla-Nador, de Boudinar et également coupes dans le bassin de Guercif, dans le couloir sud-rifain et la Mamora), en Algérie (bassin du Chélif et Oranie occidentale), en Sicile (bassin de Caltanissetta, de Castelvetrano et de Ciminna), dans les Iles ioniennes (Corfou et Zakynthos), en Crète (bassin d'Heraklion et observations plus limitées dans les régions de Ierapetra et de Kastelli-Hania) et à Chypre (bassin de Polemi, de Pissouri, de Psematismenos et de la bordure septentrionale du Troodos) ; d'autre part, deux missions de comparaison ont été réalisées dans le Golfe de Suez (désert oriental et Sinaï occidental) ; ce programme a permis l'observation directe des principaux corps sédimentaires, de leur macrostructure et de leur agencement spatio-temporel aboutissant à la définition d'un cadre paléogéographique susceptible d'intégrer des résultats des études de matériaux de sondage et de laboratoire.

Les échantillons D.S.D.P. ont été sélectionnés parmi les sondages ayant atteint la formation évaporitique : pour le leg 13 (sites 124, 132, 134) et pour le leg 42A (372, 374, 375 et 376).

II) *Les études de laboratoire.*

L'étude sédimentologique du matériel recueilli a été abordée par différentes méthodes :

— l'analyse systématique des nanofaciès des laminites et des sédiments associés au microscope électronique à balayage couplé avec l'analyse dispersive X,
— l'étude pétrographique des différents types d'évaporites (gypse, anhydrite, halite, sels de potassium et de magnésium) et de leur modification dia- et épigénétique, des carbonates et des phases minérales associées par l'emploi conjugué du microscope polarisant, du MEB couplé avec l'analyse dispersive X, etc., de la diffraction de rayons X,
— l'étude systématique du contenu organique et de sa signification paléoécologique,
— l'étude de la fraction argileuse et carbonatée par diffractométrie de rayons X,
— les études isotopiques des sulfates et des carbonates ainsi que l'étude de la matière organique réalisées en collaboration avec d'autres spécialistes ne figureront que brièvement à titre d'information complémentaire ou de confirmation des données pétrographiques.

Certaines des investigations précédemment citées n'avaient d'utilité que sur les matériaux provenant de l'affleurement, les carottes des sondages D.S.D.P. étant à cet égard déjà étudiées de manière très détaillée.

Source : MNHN, Paris

C. — Plan du mémoire

Les difficultés de conception du plan résident dans le double aspect régional et thématique des recherches. Afin de faciliter la lecture et la compréhension, la présentation d'une première partie détaillée, incluant l'observation stratigraphique et sédimentologique a été préférée à un exposé purement thématique qui, bien que plus élégant, eût imposé au lecteur un effort constant de regroupement de données dispersées dans les paragraphes et des chapitres différents.

La deuxième partie offre une synthèse des faits d'observation et des mécanismes qu'ils permettent de dégager, une reconstitution de l'évolution des milieux de dépôt ; enfin, après une analyse critique rapide des différents modèles génétiques déjà proposés, elle soumet un essai de reconstitution géodynamique et de hiérarchisation des facteurs externes qui ont pu régir l'isolement du bassin et la sédimentation des évaporites ; la certitude acquise au cours de cette recherche que, par delà l'influence prépondérante des mécanismes qui imposent la condition de gisement de ces évaporites, la signification de cet épisode dépasse le cadre de la géologie régionale, conduit à une tentative d'ouverture vers la recherche de mécanismes climatiques généraux.

Source : MNHN, Paris

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE ET SÉDIMENTOLOGIQUE

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Chapitre I

CADRE STRATIGRAPHIQUE

I. — LES ÉVAPORITES DANS L'HISTOIRE NÉOGÈNE DU DOMAINE PÉRIMÉDITERRANÉEN

L'importance volumétrique des évaporites attribuées au Messinien et l'abondance des travaux qui leur ont été consacrés ne doivent pas inciter à croire qu'il s'agit d'un phénomène exceptionnel dans l'histoire néogène du domaine résiduel téthysien où les conditions requises pour le dépôt d'évaporites parfois très épaisses ont été réunies à plusieurs reprises au cours du Néogène.

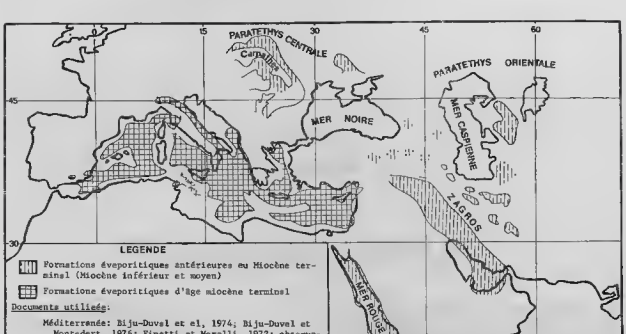
Un vaste bassin évaporitique dans lequel l'épaisseur des évaporites peut dépasser 3 000 mètres occupe la Mer Rouge et le Golfe de Suez du Yemen jusqu'au sud de Suez (Heybroek, 1965). C'est au Langhien que débuterait pour Kerdany (1968) la sédimentation évaporitique dont la phase principale (sommet de la formation South Gharib) s'achèverait avant la fin de la zone N 10, c'est-à-dire entre 16 et 15 millions d'années (selon l'échelle paléomagnétique de Ryan *et al.*, 1974) ; il n'est pas impossible toutefois que la sédimentation évaporitique se soit poursuivie (formation Zeit) jusqu'au Messinien, daté au toit des évaporites dans les sites D.S.D.P. 225 et 227 (Leg 23, Boudreaux, 1973). Aucune des coupes de terrain levées dans la région du Golfe de Suez (désert oriental et Sinaï occidental, Rouchy, rapport C.F.P., inédit) n'a révélé la présence de Miocène terminal marin mais seulement du Miocène moyen (Langhien ; Dufaure et Cravatte : communication écrite).

Au Moyen-Orient, d'importants bassins évaporitiques sont disposés de part et d'autre de la chaîne du Zagros (Stocklin, 1962) ; le plus important d'entre eux, le bassin de Mésopotamie (1 500 × 300 km environ) s'étale parallèlement à la chaîne du Zagros du Nord de la Syrie au détroit d'Ormuz (fig. 1A) ; 2 000 mètres d'évaporites comportant de puissantes formations salifères se sont déposés dans la partie centrale du bassin (Stocklin, 1962) au cours d'une période allant du Miocène inférieur au Miocène moyen mais rapportée récemment par Gvirtzmann et Buchbinder (1976) au Langhien et à une partie du Serravalien (16 à 13 millions d'années) ; des évaporites d'un âge très probablement comparable sont également présentes à l'Est du Zagros en Iran central ; l'extension initiale de ces dépôts est peut-être en partie masquée par les événements tectoniques du Zagros.

Le domaine parathétysien a été également le siège d'une sédimentation évaporitique importante allant jusqu'au dépôt de la halite et des sels de potassium et de magnésium, localisée en Paratéthys centrale et plus particulièrement dans la fosse péricarpathique et les dépressions intracarpathiques (Khrushchov, 1979 ; Khrushchov et Petrichenko, 1979) au cours du Badenien, étage corrélable avec la partie inférieure du Serravallien (Rogl *et al.*, 1978 ; Steininger et Papp, 1979) (Fig. 1B). Un épisode très localisé s'individualise également au Karpatien (Burdigalien sommital, Rogl *et al.*, 1978). D'autre part, plusieurs bassins évaporitiques miocènes sont également signalés par Sonnenfeld (1974) et Jasko (1979) en Paratéthys orientale.

Une autre phase évaporitique importante affecte donc la partie périphérique du domaine méditerranéen pendant une période correspondant très schématiquement au Langhien-Serravallien (16-14 millions d'années) ; au début de cette époque, de très larges communications marines existaient

Source : MNHN, Paris



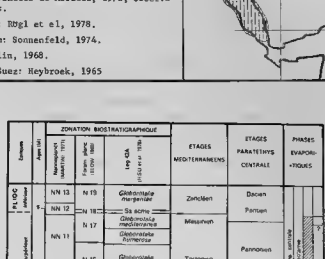


FIG. 1. — Distribution régionale (A) et position stratigraphique (B) des principales phases évaporitiques miocènes dans le domaine méditerranéen et périméditerranéen ; la position stratigraphique (B, colonne de droite) est indiquée d'après les travaux de ROGL *et al.* (1978), KERDANY (1976), GVIRTZMANN et BUCHBINDER (1977) et les observations personnelles.

Source : MNHN, Paris

encore entre ces différents domaines, le bassin méditerranéen et les océans atlantique d'une part et indo-pacifique d'autre part ; la dislocation de l'ensemble, liée à l'évolution tectonique du système alpin et au soulèvement de la plate-forme arabe (Gvirtzmann et Buchbinder, 1976) provoque l'isolement de vastes dépressions évoluant alors vers les conditions évaporitiques ; Gvirtzmann et Buchbinder évaluent à plus de 1 million de kilomètres cubes, le volume de sel déposé au cours de cette période ; il est en outre intéressant de noter que Megerisi et Mamgain (1979) rapportent au Langhien-Serravallien des dépôts gypseux peu épais du bassin de Syrte (formation El Khums) et de Cyrénaïque en Lybie, situés dans le périmètre du bassin méditerranéen lui-même. En Espagne méridionale, la sédimentation évaporitique du Miocène terminal semble avoir localement débuté au Tortonien supérieur (Montenat, 1973 a ; observations personnelles).

Cette pérennité des phénomènes évaporitiques dans le domaine méditerranéen nous incite en particulier à une certaine prudence quant à l'assimilation définitive au Messinien de l'ensemble de la formation évaporitique des plaines abyssales de Méditerranée dont le terme salifère n'a jamais été traversé en sondage.

Pour clore ce rapide inventaire, signalons la présence d'évaporites parfois épaisses au Plio-Quaternaire dans le fossé de la Mer Morte et dans le fossé Danhakil où elles atteignent un millier de mètres.

II. — CADRE BIOSTRATIGRAPHIQUE

A. — Généralités concernant les problèmes stratigraphiques du passage mio-pliocène

Les incohérences de la définition initiale de l'étage messinien (Mayer-Eymar, 1867), comme celle du Sahélien (Pomel, 1858), respectivement soulignées par Cita (1975) dans un article synthétique sur la question et Laffitte (1948), ont conduit à redéfinir l'étage messinien. Selli (1960) propose ainsi un néostratotype dans la coupe de Pasquasia-Capodarso (bassin de Caltanissetta, Sicile), caractérisée par la présence d'une formation évaporitique ; ceci devait être à l'origine d'une controverse. En effet, la corrélation fine entre des formations évaporitiques dont les vitesses de dépôt peuvent être considérables (10 cm/an) exige l'emploi d'une échelle chronologique extrêmement précise qui doit être dégnie en série marine continue ; or, les milieux évaporitiques sont caractérisés par une microfaune et un nanoplancton oligospécifiques et nains, caractéristiques de peuplements endémiques et donc inutilisables en stratigraphie ; si l'on ajoute à cela qu'en Méditerranée, une phase de dessalure quasi généralisée avec disparition des organismes marins apparaît à la fin de l'épisode évaporitique, précisément au niveau même du passage mio-pliocène, on comprend d'autant plus le scepticisme longtemps affiché par de nombreux spécialistes à l'égard de cet étage et des problèmes de corrélation des événements géodynamiques majeurs. En outre, les échelles biostratigraphiques classiques, servant de support aux biozonations méditerranéennes, qu'il s'agisse des Foraminifères planctoniques (Blow, 1969 ; Bolli, 1965 ; Jenkins, 1971) ou du nanoplancton calcaire (Martini, 1971), dégnies en domaine océanique et en région tropicale, sont difficilement transposables aux régions situées à des latitudes différentes telles que la Méditerranée et qui sont de plus, dotées d'un particularisme environnemental marqué.

Afin de contourner cette difficulté, des auteurs ont recherché, en Méditerranée ou dans des zones adjacentes, des coupes offrant une continuité marine mio-pliocène. Ainsi Bizon *et al.* (1975, a et b) ont proposé la création d'un parastratotype dans la coupe de Cuevas de Almanzora dans le bassin de Vera (Espagne méridionale) dans laquelle le passage mio-pliocène s'opérait en série marneuse. Des études récentes semblent néanmoins établir l'existence d'une discontinuité (Ch. IV) au moins écologique.

Hors du domaine méditerranéen, Perconig (1971) propose la création de l'étage andalousien dégni dans le bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale) qui constitue une dépendance atlantique ;

Source : MNHN, Paris

l'étude micropaléontologique de la coupe de référence, constituée de marnes sableuses surmontées par un horizon biocalcarénitique (la « Caliza Tosca ») montre au sommet un recouvrement certain avec Pliocène inférieur tel qu'il est défini en Italie par l'apparition du Foraminifère *Globorotalia margaritae*. En définitive, en raison des affinités atlantiques de la microfaune et de la complexité de la coupe de référence (Bernet-Rollande *et al.*, 1979), cet étage demeure peu utilisé par les stratigraphes du Néogène méditerranéen.

B. — Les différentes échelles biostratigraphiques utilisées (Fig. 2)

L'analyse des différentes échelles dépasse le cadre de ce travail ; l'utilisation des Foraminifères planctoniques (*Globorotalia*) et du nanoplancton calcaire fournit à l'échelle régionale les meilleurs résultats et les échelles correspondantes employées au cours du Leg 42A (Bizon, Cita, Muller, *in* Hsü, Montadert *et al.*, 1978) résumées dans la figure 2, ont été utilisées dans ce travail.

Notons cependant qu'en raison des conditions particulières d'environnement, de nombreuses coupes sont dépourvues des marqueurs classiques ; dans ce cas, une indication a été fournie par l'utilisation de certaines formes : *G. multiloba*, *G. suterae*, *G. obliquus extremus* ; d'autres échelles peuvent apporter également d'intéressantes indications ; notamment celles basées sur l'utilisation des Foraminifères benthiques tels que les Uvigérines (Meulenkamp, 1969) ou bien les Hétérostégines et les Planorbulinelles (Freudenthal, 1969), les Ostracodes (Sissingh, 1972), les diatomées (Schrader, 1973) ou les Radiolaires (Riedel et San Filippo, 1970).

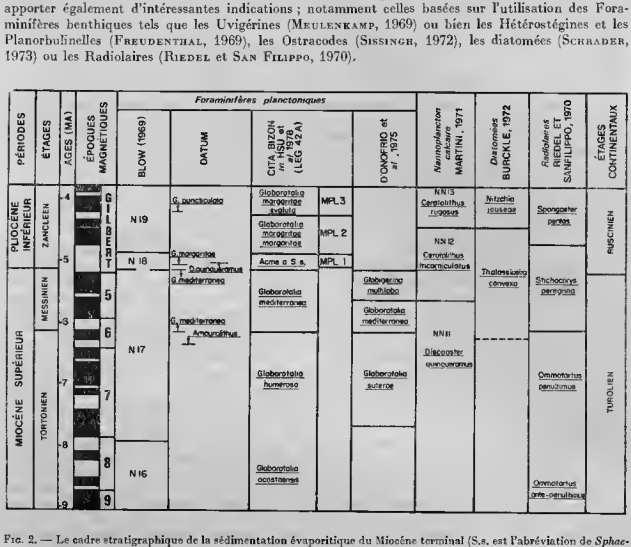


Fig. 2. — Le cadre stratigraphique de la sédimentation évaporitique du Miocène terminal (S.s. est l'abréviation de *Sphaeroidenellopsis*).

Source : MNHN, Paris

Quelle que soit l'échelle utilisée, une imprécision caractérise toujours la base du Pliocène qui, marquant le rétablissement des conditions marines franches dans le bassin, a pu s'opérer avec un diachronisme, aussi bref soit-il, dans des régions parfois très éloignées.

Soulignons pour terminer qu'une classification lithostratigraphique a été utilisée dans certaines monographies régionales conduisant à une multiplication inflationniste des noms locaux de formation liée en particulier à la grande variabilité lithologique des séries étudiées et aux modifications successives apportées dans une même région par des auteurs différents. L'application de cette méthode sur les dangers de laquelle Busson (1972) a insisté, rend difficile l'utilisation des documents cartographiques fournis et les possibilités de corrélation entre des bassins parfois éloignés. Dans la mesure du possible, nous avons utilisé une définition biostratigraphique des grands ensembles, subdivisés à leur tour en unités lithologiques décrites dans un ordre chronologique.

C. — La durée de l'épisode messinien

Une corrélation entre l'échelle bio et magnétostratigraphique établie en domaine océanique et les événements biostratigraphiques du domaine méditerranéen a permis à Ryan *et al.* (1974) de proposer une évaluation de la durée de dépôt des évaporites de la série « gypso-solifère » (Coupe de Pasquasia-Capodarso) qui correspondrait à l'époque 5 et au début de l'époque 6, corrélation à laquelle parviennent également Nakagawa *et al* (1975) par l'étude magnétostratigraphique des stratotypes du Néogène d'Italie ; sa durée pourrait être de 1,1 million d'années dont 0,3 pour le dépôt des tripolis infraévaporitiques. Il ne peut s'agir là que d'un ordre de grandeur tant les vitesses de dépôt des différents types de sédiments pris en compte globalement, sont différentes ; ainsi à l'intérieur même de la formation évaporitique, la durée du dépôt des marnes intercalaires du terme supérieur a pu être considérablement plus grande que celles des évaporites elles-mêmes.

III. — RÉPARTITION DES ÉVAPORITES (Fig. 3)

Le bassin évaporitique « messinien » s'étend sur la presque totalité de la Méditerranée actuelle débordant souvent au-delà des limites de la mer ; cet ensemble, apparemment homogène, dont la superficie globale actuellement observable atteint 2 200 000 km², correspond en réalité à une mosaïque de bassins aux dimensions variées qui peuvent être regroupés en plusieurs grands ensembles aux limites souvent arbitraires, séparés par des zones dépourvues d'évaporites (hauts-fonds ou zones tectonisées). De nombreuses incertitudes persistent néanmoins concernant l'extension originelle précise, l'épaisseur et même la nature des dépôts.

A. — L'ensemble occidental

Un bassin salifère central occupe l'actuelle plaine abyssale algéro-provençale (superficie 300 000 km²) dans laquelle l'épaisseur de la formation évaporitique atteint 1 500 mètres dont 800 mètres de sel inférieur ; un isthme algéro-minorquais orienté N.-S. sur lequel la formation est réduite, accidente ce bassin au sud des Baléares ; la prolongation en Mer d'Alboran (Auzende *et al.*, 1975 ; Pastouret *et al.*, 1975) du sel messinien est encore l'objet de discussions (Mulder et Parry, 1975) ; la deuxième partie correspond à l'extension à terre de ce vaste ensemble dans un certain nombre de bassins caractérisés par des formations évaporitiques d'épaisseur réduite en : Espagne méridionale (Alicante-Murcie, Lorca, Abanilla, Alhama de Murcia, Grenade, pourtour de la sierra de Alamilla-Cabrera, Sorbas-Tabernas, Carboneras-Nijar, rio Andarax, Campo d'Almeria) ; en Algérie septentrionale, le bassin du Chelif et le bassin de Guelma (feuille Guelma, Guiraud, 1973) ; ce dernier auteur signale par ailleurs la pré-

Source : MNHN, Paris

FIG. 3. — Carte de répartition des évaporites dans le domaine méditerranéen ; ce document a été synthétisé à partir des travaux de FINETTI et MORELLI (1972), BIJU-DUVAL *et al.* (1974), BIJU-DUVAL et MONTADERT (1976), MAUFFRET (1976), etc., et des observations personnelles concernant les bassins actuellement émergés ; certaines limites d'extension des formations salifères d'épaisseur réduite demeurent sujettes à des modifications notables, notamment en Méditerranée orientale où persistent encore de très nombreuses incertitudes.

Source : MNHN, Paris

sence d'évaporites corrélables avec le Miocène dans les Aurès et le bassin du Hodna ; une lentille peu importante de gypse est également présente dans le bassin de Boudinar au Maroc septentrional (Houzay, 1975). Certains secteurs dépourvus d'évaporites n'en présentent pas moins une sédimentation messinienne marine représentée seulement par des calcaires, souvent récifaux comme aux Baléares (Bizon *et al.*, 1973), dans le bassin de Melilla au Maroc et en Oranie occidentale ou bien des sédiments lacustres à continentaux dans le bassin de Guercif au Maroc (Ch. IV) ou la Mitidja en Algérie septentrionale.

B. — L'ensemble tyrrhénien

Nettement plus morcelé que le précédent, il comporte un petit bassin salifère à l'est de la Sardaigne (Curzi *et al.*, 1980 ; Aleria, 1980) dans lequel l'épaisseur des évaporites atteint un millier de mètres ; des formations d'épaisseur réduite sont présentes dans l'ensemble du domaine avec une distribution irrégulière contrôlée par une morphologie très différenciée et se retrouvent en Toscane (Trévisan, 1951).

C. — Les ensembles ionien, adriatique et pélagien

Une formation évaporitique de 1 000 à 1 200 mètres d'épaisseur comportant un terme salifère inférieur épais occupe le vaste bassin ionien à la périphérie duquel affleurent des évaporites en Calabre, en Épire et dans les îles ioniennes.

En mer pélagienne, les évaporites sont présentes dans les principales dépressions (Winnock et Bea, 1979) encadrées à terre par le grand bassin de Caltanissetta en Sicile (> 1 000 mètres d'évaporites dont 600 mètres de sel massif) et les différents bassins de la région de Bizerte et de Tunis (Burollet, 1951 ; Rouvier, 1977) comportant localement un terme salifère.

En Adriatique, les évaporites frangent en une bande continue et étroite la bordure orientale des Apennins (Selli, 1973 ; Borsetti *et al.*, 1974), se poursuivant jusqu'au Piémont et sont représentées en mer dans le bassin dalmato-albanais.

D. — Le grand ensemble oriental

Cinq bassins salifères importants : le bassin d'Herodotus, du Levant, d'Antalaya, de Cilicie et d'Iskenderun ont, dans l'état actuel, une superficie cumulée comprise entre 300 et 400 000 kilomètres carrés ; ils possèdent une formation évaporitique épaisse atteignant localement 3 500 m à 4 000 m (Finetti et Morelli, 1973 ; Montadert *et al.*, 1978) qui parfois se prolonge en se biseautant dans les domaines actuellement émergés : plaine côtière du Levant, Turquie et Chypre. Au sud, les évaporites peu épaisses (formations Rosetta) sont même interstratifiées dans le paléo-delta du Nil marquant la terminaison des formations épaisses de la plaine abyssale du Levant ; néanmoins, la répartition des évaporites dans cette région demeure encore imprécise. Dans la partie médiane de ce vaste ensemble, les évaporites s'amincissent ou se biseautent contre la ride méditerranéenne où elles peuvent être impliquées dans d'importantes déformations, ce qui est également le cas le long du front de chevauchement qui va du Pentadaktylos (Chypre) au Misis-Blitis (Turquie).

En mer Égée, la formation évaporitique est également présente dans un certain nombre de bassins tels que celui de Crète (site 378 ; Hsü, Montadert *et al.*, 1978) et celui de Thassos au nord (Pollak, 1979 ; Proedrou, 1979) où est représentée de la halite.

Source : MNHN, Paris

IV. — LES SUCCESSIONS LITHOLOGIQUES

De grandes différences d'épaisseur et de composition s'observent entre les formations évaporitiques des bassins salifères actuellement profonds et celles des bassins marginaux.

A. — Au niveau des plaines abyssales actuelles (Fig. 4)

Malgré des variations d'épaisseur et des modifications locales, la formation évaporitique est caractérisée par une trilogie sédimentaire nettement observable sur les profils sismiques et comportant de bas en haut :

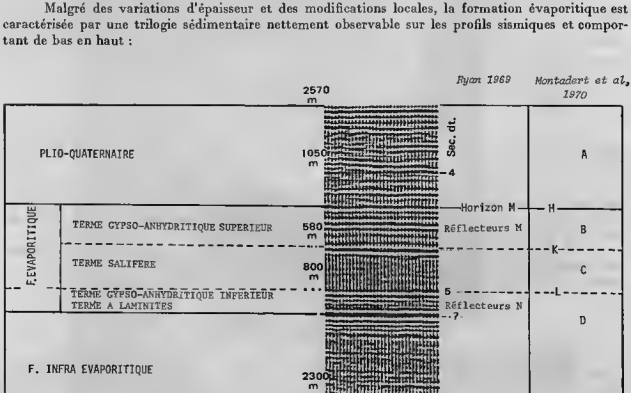


Fig. 4. — Coupe sismique typique de la plaine abyssale de Méditerranée occidentale (d'après Montadert *et al.*, 1978, modifiée) montrant la succession verticale des différentes formations sédimentaires, les principales nomenclatures utilisées et la désignation adoptée dans ce travail.

— Un terme lité (réflecteur « N ») dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres mais dont la nature évaporitique demeure encore hypothétique (cf. Ch. II).

— Un terme « transparent » composé de sel massif (halite et probablement sels de potassium et de magnésium) atteignant 800 à 1 000 mètres d'épaisseur en Méditerranée occidentale et davantage dans la partie orientale.

Source : MNHN, Paris

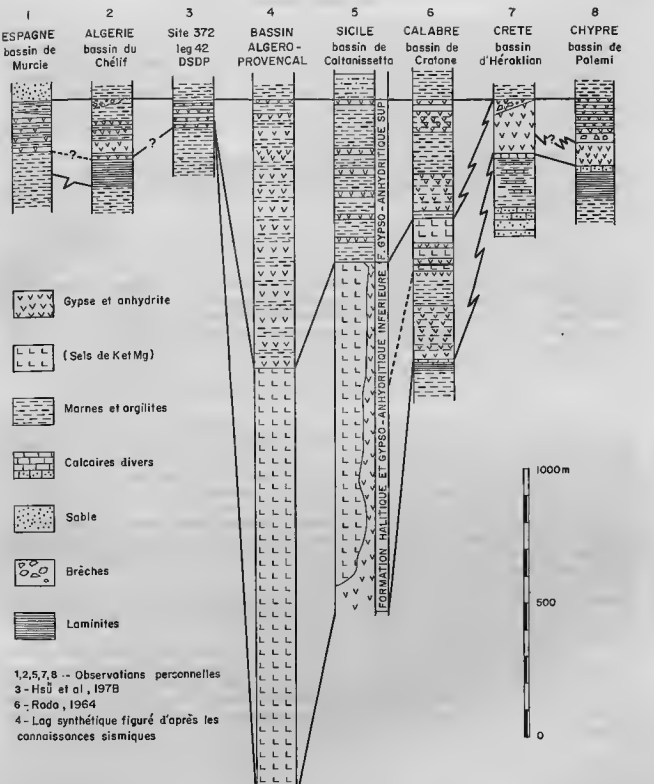


FIG. 5. — Comparaison de quelques formations évaporitiques caractéristiques des plaines abyssales actuelles (4), des bassins émergés comportant un terme salifère (5-6) et des zones marginaux (1, 2, 3, 7, 8). Noter les variations importantes d'épaisseur et la similitude qui caractérise la formation du bassin algéro-provençal et celle de Sicile.

Source : MNHN, Paris

— Un terme lité supérieur (réflecteurs « M ») dont l'épaisseur est voisine de 5 à 600 mètres en Méditerranée occidentale, composé d'alternances de niveaux marneux et gypso-anhydritiques avec parfois des intercalations salifères (halite et sels de potasse) ; c'est le seul terme dont la nature a été réellement confirmée par l'examen des carottes, les formations sous-jacentes n'ayant jamais été traversées en sondage. Un puissant réflecteur acoustique (réflecteur M des auteurs américains), remarquablement continu sur l'ensemble du domaine méditerranéen, marque le toit de cette formation ainsi que la limite avec les sédiments plio-quaternaires sus-jacents et semble se raccorder en direction des marges, à la surface d'érosion prépliocène.

La terminologie jusqu'à présent utilisée basée sur la distinction entre formation salifère et formation évaporitique supérieure m'a semblé pouvoir être avantageusement remplacée par terme salifère et terme gypso-anhydritique inférieur ou supérieur, et cela bien que des intercalations halitiques puissent exister dans ce dernier.

B. — Sur les marges

A l'exception de certains bassins actuellement émergés possédant un terme salifère plus ou moins développé : Toscane, Sicile, Calabre, Chypre, Turquie et plaine côtière d'Israël, les zones marginales sont caractérisées : soit par l'individualisation de formations gypso-anhydritiques comparativement peu épaisses (fig. 5), soit par le développement d'une surface d'érosion directement surmontée par les sédiments plio-quaternaires.

C. — Évaluation du stock déposé en méditerranée

Les valeurs fournies doivent être considérées comme un ordre de grandeur par défaut tant les difficultés d'évaluation sont nombreuses et tiennent à plusieurs facteurs : incertitude concernant l'extension originelle des formations évaporitiques (disparition par le jeu de la tectonique et/ou de l'érosion, connaissance insuffisante de certains bassins profonds), leur épaisseur (caractère lenticulaire de certains bancs gypseux, intercalation de sédiments non évaporitiques, halocinèse) et la définition des contours des bassins, compte tenu de leur morcellement.

La superficie totale des principaux bassins salifères atteint 800 000 km² ; sur une base de 800 mètres d'épaisseur, sauf pour les bassins du Levant d'Antalya et de Crète où une valeur moyenne de 2 000 mètres semble probable (Montanert *et al.*, 1978, signalent jusqu'à 3 500 mètres), un volume maximum de 900 000 km³ de sel peut être envisagé.

En admettant d'une part que l'épaisseur du terme gypso-anhydritique supérieur est d'environ 500 mètres à la verticale des bassins salifères et celle des formations dans les bassins marginaux d'une centaine de mètres, et qu'ils sont composés dans les deux cas de 50 % au maximum d'évaporites, il faut rajouter environ 300 000 km³ de sulfate de calcium.

Un volume maximum de $1{,}2.10^6$ km³ de sels (sans tenir compte d'un éventuel terme gypso-anhydritique inférieur) se serait accumulé en Méditerranée pendant le Messinien ; cette estimation est intermédiaire entre celle de Gvirtzmann et Buchbinder (1976) : $1{,}5.10^6$ km³ — et celle de Ryan (1973) : plus de 1.10^6 km³ pour l'ensemble Méditerranée-Mer Rouge. Compte tenu de l'imprécision inévitable des calculs, retenons pour fixer les esprits la valeur de plus de 1 million de kilomètres cubes de sels.

Source : MNHN, Paris

Chapitre II

LES BASSINS A ÉVAPORITES ÉPAISSES COMPORTANT UN TERME SALIFÈRE

La coïncidence spatiale entre les dépôts évaporitiques épais comportant un corps salifère développé et les parties les plus profondes du domaine, notamment les plaines abyssales (fig. 3), caractéristique de nombreux grands bassins évaporitiques fossiles (Miocène moyen de Mer Rouge), est en grande partie à l'origine du débat sur la profondeur initiale du bassin. Dans ces zones, l'agencement des faciès est connu par les nombreux profils de sismique et pour la partie épidermique des évaporites par des sondages D.S.D.P. Les profondes similitudes — au plan des épaisseurs, de la succession verticale et de la composition des corps minéraux — qui existent entre ce domaine et le bassin de Caltanissetta en Sicile (fig. 5) démontrent l'intérêt de celui-ci pour une reconstitution précise de l'agencement des faciès et des milieux de dépôt et une meilleure interprétation des zones profondes dont il représente selon toute vraisemblance un équivalent émergé.

I. — STRATIGRAPHIE ET AGENCEMENT DES FACIÈS

A. — Les bassins actuellement profonds

Le problème de l'âge et de la genèse des grands bassins méditerranéens — antérieurement au Messinien — a fait l'objet de nombreuses interprétations (Biju-Duval *et al.*, 1976 ; Le Pichon *et al.*, 1971 ; Biju-Duval *et al.*, 1978). Nous retiendrons l'âge relativement récent des bassins occidentaux (Oligocène terminal selon ces auteurs pour le bassin algéro-provençal, Miocène pour le bassin tyrrhénien) et plus ancien, probablement mésozoïque, pour la plupart des bassins orientaux — sauf ceux de Mer Égée dont l'individualisation pourrait se situer vers la fin du Miocène (Meulenkamp et Zachariasse, 1973). L'étude de leurs formations évaporitiques, fondamentale pour l'interprétation, sera résumée brièvement ici, n'ayant fait l'objet de la part de l'auteur que d'études pétrographiques complémentaires sur les carottes des sondages D.S.D.P.

Outre les profils sismiques, la connaissance du remplissage messinien repose sur 5 sondages D.S.D.P. implantés à l'aplomb de zones profondes ou sur leur marge très proche (fig. 3, 6) : 124, 134 et 371 (bassin algéro-provençal), 374 (bassin ionien) et 375 (bassin d'Antalya) ; leur pénétration maximum de 50 mètres (épaisseur de la formation supérieure à 1 000 mètres) n'a pas permis d'atteindre ni la formation salifère massive ni les sédiments présalifères. Tous les autres forages ont atteint ou traversé des formations marginales comparables à celles des bassins émergés (fig. 5 et 6).

1) *Les sédiments préévaporitiques.*

Si l'on excepte les sédiments plus anciens, traversés dans des secteurs dépourvus d'évaporites, seuls, les sondages 375 (ride de Florence à l'ouest de Chypre) et 372 (est de Minorque) ont atteint le Tortonien (absence de prélèvement de tout le Messinien préévaporitique) pour le premier et des lami-

Source : MNHN, Paris

nites d'âge controversé (tortonien ou messinien ; *in* Hsü, Montadert *et al.*, 1978 a ; Cita *et al.*, 1978 ; voir § II, A) pour le second.

Le Miocène plus ancien (moyen), atteint par plusieurs forages, est représenté par des sédiments qui seraient caractéristiques de milieux de profondeur supérieure à 1 500 mètres indiquée par la microfaune (Benson, 1978 ; Wright, 1978).

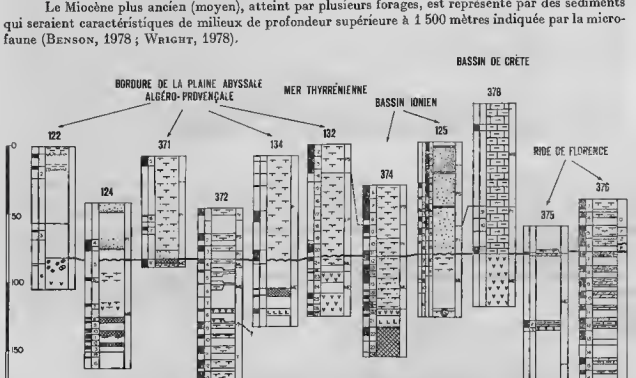


Fig. 6. — Comparaison des colonnes lithologiques des sondages D.S.D.P. (Leg. 13 et 42 A) ayant atteint ou traversé la formation évaporitique messinienne (d'après Hsü, Ryan *et al.*, 1973 et Hsü, Montadert *et al.*, 1978, modifié) ; seul a été représenté l'intervalle allant du Tortonien terminal au Pliocène.

11) *La formation évaporitique.*

Elle comporte la succession classique des trois termes précédemment cités : réflecteurs N, terme salifère inférieur et terme gypso-anhydritique supérieur (Ch. II, § 1, A).

a) Succession verticale et agencement des faciès.

1. — Le problème des réflecteurs N : évaporites infrasalifères, carbonates ou laminites ?

A la base du sel massif apparaît, d'une manière très continue, une formation sismique litée (réflecteur N) qui a été interprétée, par analogie avec la succession de Sicile (voir B) et en raison d'une similitude avec le terme gypso-anhydritique supérieur, comme une alternance de marnes et de lits de sulfates de calcium ou des carbonates (Maufret, 1976 ; Montadert *et al.*, 1978). L'étude du bassin de Caltanissetta (voir B) nous a démontré qu'en réalité, ces « gypses inférieurs » caractérisaient

Source : MNHN, Paris

les marges des fosses salifères (fig. 14), en équivalence latérale partielle du sel, mais disparaissaient à la base de celui-ci ; Curzi *et al.* (1980) proposent, pour le bassin tyrrhénien, une interprétation plus proche de ce schéma : corps gypseux discontinus dans la masse halitique. Il est en outre difficile d'expliquer la continuité du litage sur une étendue aussi vaste que celle du bassin algéro-provençal, par la structure de corps carbonatés habituellement discontinus et localisés en marge des bassins.

Je suis amené à proposer l'hypothèse plus conforme à une logique d'agencement des faciès d'une alternance régulière de laminites et de niveaux marneux, carbonatés — ou éventuellement gypso-anhydritique dans la partie terminale seulement — comme nous en décrivons dans la plupart des bassins au même niveau stratigraphique.

En direction des marges apparaissent localement des masses sédimentaires à progradation centripète (marge baléare, Mauffret, 1976 ; Montadert *et al.*, 1978).

2. — Le sel inférieur massif.

Les principaux bassins salifères sont assez nettement circonscrits dans les limites actuelles des plaines abyssales : dans le bassin algéro-provençal, les limites d'extension du terme salifère épais coïncident avec le tracé de l'isobathe 2 000 ; des modalités peu différentes bien que moins marquées, caractérisent le bassin ionien (isobathe 2 500) et les bassins d'Herodotus et d'Antalya (isobathe 2 500). il existe néanmoins de nombreuses exceptions à cette règle de distribution : *obliquité assez nettement marquée des limites du sel dans les bassins du Levant, de Cilicie et d'Iskenderun qui recoupent très nettement les isobathes 2000, 1000 et même 200 à leur partie marginale.*

Il faut en outre mentionner que les formations salifères épaisses se prolongent en biseau plus ou moins progressif sur les parties marginales de bassin par des niveaux d'épaisseur réduite ; jusque dans les parties actuellement émergées : plaine côtière d'Israël (forage Josbua 1, Gvirtzmann et Buchbinder, 1978), Turquie, etc. ; ces faits montrent que la *coïncidence spatiale ne doit pas être schématisée à l'extrême* (les limites actuelles du sel, de par sa mobilité et sa solubilité, sont contractées par rapport aux limites originelles).

En outre, comme en mer tyrrhénienne, la sédimentation salifère n'a occupé qu'une très petite fraction de la surface de la plaine abyssale. Sur la marge baléare, des variations importantes de l'épaisseur du sel de part et d'autre de l'accident nord-baléare (Mauffret, 1976) semblent localement indiquer un contrôle structural.

3. — Le terme gypso-anhydritique supérieur.

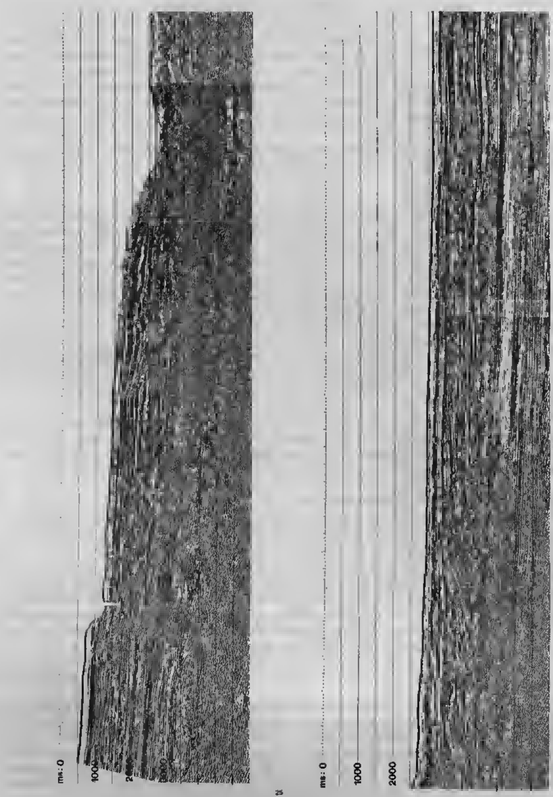
Ce terme dont l'épaisseur maximum est d'environ 700 mètres, s'étale, sur les marges, nettement au-delà des limites d'extension du sel inférieur massif et peut reposer alors sur des terrains plus anciens d'âge varié ; en plusieurs secteurs comme sur la marge baléare notamment (Montadert *et al.*, 1978), il comble les irrégularités topographiques d'une paléosurface d'érosion.

En outre, il renferme localement des intercalations salifères (sites 124, 132, 134, 372 et 374) — dont l'épaisseur et l'extension ne peuvent être précisées — et même, au centre du bassin ionien (site 374), des sels de K et Mg (kainite, polyhalite, décrits par Kühn et Hsü, 1978). Notons cependant que la présence de niveaux salifères n'est pas l'exclusivité des zones profondes puisqu'ils sont également connus en Toscane (Trevisan, 1951) et à Chypre (Pantazis, 1978).

b) Le contenu organique.

Une microfaune marine a été décrite dans les niveaux marneux intraévaporitiques (124, 132, 134 ; Ryan, Hsü *et al.*, 1973 a, b, c) et même une nanoflore (372 et 375, Hsü, Montadert *et al.*, 1978 a et b) permettant ainsi de dater du Messinien la partie sommitale de la formation (N 17 et NN 11). Une microfaune marine est même citée entre deux bancs de sel (Cita, 1974). Cependant, d'une manière générale, les associations sont pauvres, oligospécifiques, de taille réduite et dominées par des formes telles que *Turborotalita* cf. *quinqueloba*, *Sphenolithus abies*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Ammonia beccarii* et *Cyprideis*, association caractéristique de milieux délavorable à salinité variable et ne présentant qu'épisodiquement des conditions marines franches.

Source : MNHN, Paris



25

Source : MNHN, Paris

Fig. 8

Env. 5 km

N·W

Fig. 7. Plan de position des sections sismiques des figures 8 (cette page) et 9.

S·E

Fig. 8 (et 9). Extraits de deux lignes sismiques en Méditerranée Nord-Occidentale, (voir encart fig. 7).

LÉGENDE

- – – – Toit du terme évaporitique supérieur (lorsque possible).
- v v v Terme évaporitique supérieur
- —— Toit du terme salifère
- L L L Terme salifère
- ~~~ Base du sel ("discordance messinienne").
- \ Failles

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

c) Les modalités de biseautage latéral.

Il est communément admis que l'épisode évaporitique est relayé vers les marges par une surface d'érosion ou horizon M, ainsi désignée parce qu'elle prolonge le réflecteur acoustique M marquant la limite mio-pliocène ; du centre vers les marges du bassin, elle tronque des terrains de plus en plus anciens (Cravatte *et al.*, 1974 ; Burollet et Byramjee, 1974 a et b ; Ryan, 1976 ; Cita *et al.*, 1978 ; Ryan, 1978) et se raccorde à la surface d'érosion qui, à terre, est caractérisée par le réseau de canyons périméditerranéens (Baar et Walker, 1973 ; Clauzon, 1975). Les relations surface d'érosion-corps évaporitiques apparaissent différemment selon les régions (fig. 10) :

— prolongement de la surface d'érosion par le mur du sel massif mis en évidence d'abord dans le Golfe du Lion (Burollet et Byramjee, 1974 a et b ; Cita et Ryan, 1978), puis sur la marge égyptienne (Ryan, 1978) ;

— antériorité de la surface d'érosion par rapport aux évaporites supérieures (voir ci-dessus) et prolongement possible du biseau du sel ;

— existence de deux surfaces d'érosion au mur (N) et au toit (M) des évaporites (Almagor, 1980) fusionnant sur la marge israélienne pour former l'horizon M ;

— existence locale d'une surface d'érosion finimessinienne entaillant le toit des évaporites dans le canal de Corse (Aleria, 1980), dans le Piémont (Clari, 1979), dans le fossé de Valence (Mauffret, 1976), dans le delta du Nil (Barber, 1979).

Le creusement de la vallée du Nil sur 1 200 km jusqu'à Assouan (Chumakov, 1973) et des lacs alpins méridionaux (Bini *et al.*, 1978 ; Fincke, 1978), corrélé avec cet événement, mériterait une datation plus précise. Dans le premier cas, la vallée entaille des sédiments dont les plus récents sont oligocènes ; elle est remblayée par des dépôts d'âge Pliocène mal précisé (Pliocène supérieur pour Blanckenhorn *in* Saïn, 1962 ; « sédiments caractéristiques » d'estuaire marin datés par comparaison avec les événements de Méditerranée pour Chumakov, 1973). Dans le second, le seul argument est l'allure du profil transversal et le fait que le fond soit situé en-dessous du niveau de la Méditerranée. Des incertitudes entachent, semble-t-il, également l'attribution du creusement des canyons des Stoechades (Côte d'Azur) au Messinien.

Pour compléter cet inventaire, notons qu'à Chypre notamment, plusieurs phases érosives sont observables : à la base des conglomérats et des calcaires récifaux (pbase préévaporitique), entre les termes évaporitiques inférieur et supérieur (intraévaporitique) et à la fin de l'épisode évaporitique (Orszag-Sperber et Rouchy, 1979 ; Rouchy *et al.*, 1980 ; ce travail).

Il apparaît nettement qu'il s'agit d'une surface polygénique élaborée au cours des différentes étapes de la sédimentation évaporitique et même au cours d'un intervalle de temps plus long.

d) La tectonique halocinétique et ses conséquences sur la répartition des évaporites.

De nombreux diapirs — à l'origine de la découverte du sel massif — dont certains parviennent à percer (fig. 8) et à dépasser l'interface sédiment-eau de plusieurs centaines de mètres (Mauffret, 1976) perturbent fortement la continuité de l'horizon salifère (« couche fluante »). Ils sont fréquemment regroupés dans certains secteurs particuliers : au pied du talus du Golfe du Lion, en Mer Ligure où ils s'agit de diapirs serrés et de petites dimensions, au pied du talus algérien où ils apparaissent de grande taille et parfois sous forme de murs (Ryan, 1979), au pied du talus continental dans le bassin d'Herodotus où Ross et Uchupi (1977) décrivent un mur de sel de plus de 100 kilomètres de long. Ils présentent localement un cratère sommital de dissolution (Méditerranée orientale, Ryan, 1978).

La chronologie des phénomènes halocinétiques peut être déduite de l'analyse des répercussions sur la sédimentation des termes sus-jacents sur deux profils sismiques (fig. 8 et 9) de Méditerranée occidentale (fig. 7) ; le Pliocène (fig. 9, A) et peut-être même le sommet des évaporites supérieures (fig. 9, B) sont amincis au sommet de l'intumescence salifère embryonnaire, démontrant ainsi l'extrême précocité de l'initiation des processus halocinétiques qui se poursuivent jusqu'au Quaternaire (perce-

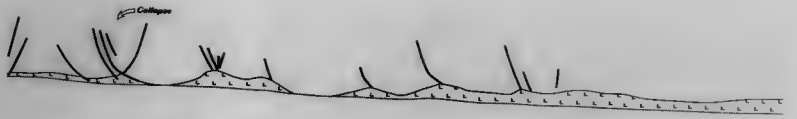
Source : MNHN, Paris

27

Source : MNHN, Paris

N

Fig. 9



Légende : cf. fig. 7 & 8.

env. 5 km

S

ZONE DES DIAPIRS

Diapir perçant ?

Source : MNHN, Paris

ment de l'interface). La formation des dômes a entraîné un glissement de la couche salifère marginale vers la plaine abyssale et une rétraction importante de la couverture sédimentaire sus-jacente (fig. 9, C) dont témoigne, au pied du talus, le plongement des couches vers le continent ; de nombreuses failles courbes et des structures imitant les « carapaces de tortues » ou des figures de compression synsédimentaires (A. Maurin, communication orale) apparaissent associées.

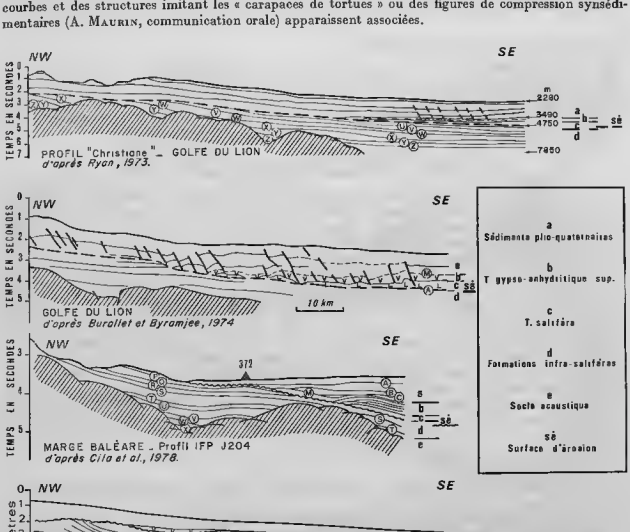


Fig. 10. — Comparaison de quelques coupes interprétatives au niveau des surfaces d'érosion miocènes à partir de profils sismiques (1 et 2, Golfe du Lion ; 3, marge baléare ; 4, marge catalane) ; noter les différentes interprétations proposées : surface antérieure au dépôt du terme gypso-anhydritique supérieur et contemporaine de la sédimentation salifère en 1 et 4, surface antérieure au dépôt du terme salifère en 1 et 2.

En accord avec Burollet et Byramjee (1974), nous admettrons que le sel devait être nettement plus étendu sur les marges qu'il n'apparaît actuellement ; sur la pente continentale israélienne, Almagor (1980) décrit des phénomènes de slumping des sédiments plio-quaternaires vers le centre du bassin le long de failles listriques, phénomènes induits par le glissement du sel sous-jacent, vers le bassin.

Source : MNHN, Paris

En provoquant la migration des masses salifères vers le bas du talus continental, les phénomènes halocinétiques peuvent amener une réduction importante de l'aire d'extension du sel sur les marges du bassin et fausser la *signification réelle de la coïncidence entre extension du sel épais et contour des plaines abyssales.*

e) Les faciès sismiques du terme salifère.

Dans les enregistrements sismiques, le sel massif correspond généralement à un horizon transparent, sauf dans certains secteurs dépourvus de déformations halocinétiques intenses où apparaît un faciès régulièrement lité (fig. 9), peut-être dû à des intercalations d'insolubles. Un autre type illustré par Curzi *et al.* (1979) en mer Tyrrhénienne est composé de sel massif contenant de grandes masses irrégulières d'insolubles.

III) *Les sédiments postévaporitiques et le passage mio-pliocène.*

Les sédiments postévaporitiques prépliocènes sont représentés par des marnes et des marnes dolomitiques à intercalations sableuses et silteuses dont le contenu microfaunistique est classiquement caractérisé par la raréfaction ou la disparition de la microfaune marine et le développement des formes euryhalines (*Ammonia beccarii*, *Cyprideis*, etc.) ; la généralisation d'une phase de dessalure se traduit par la présence de diatomées d'affinités saumâtres (124 et 374 ; Hajos, 1973 ; Schrader et Gersonde, 1978) et les valeurs des rapports isotopiques des carbonates (Ricchiuto et Mac Kenzie, 1978). Cependant, la persistance très locale d'influences marines pourrait être indiquée par la présence de foraminifères nains (Bizon *et al.*, 1977) ou d'une population diversifiée de radiolaires au site 374 (Caulet, communication orale).

Le contact mio-pliocène est généralement caractérisé par un changement lithologique et micropaléontologique brutal (sites 132 et 134). Sans entrer dans le détail, notons que la base du Pliocène coïncide toujours avec la réapparition soudaine d'une microfaune marine riche et diversifiée comportant des associations de foraminifères benthiques et d'Ostracodes qui pourraient indiquer pour Wright (1978) et Benson (1973, 1978) des profondeurs importantes supérieures à 1 000 ou 1 500 mètres, ce que suggère également l'indice planctonique extrêmement élevé au site 132 (Cravatte, communication orale).

B. — Les bassins salifères actuellement émergés : exemple du bassin de Caltanissetta.

Plusieurs bassins évaporitiques messiniens d'étendue très différente occupent une grande partie de la Sicile (fig. 11) : Caltanissetta au centre, Gibellina-Salaparuta au nord-ouest, Ciminna et Troina au nord, Messine au nord-est, etc. Par ses dimensions (150 × 100 kms) et par l'épaisseur (1 000 mètres) autant que par la complexité de sa formation évaporitique (terme salifère épais), et par les possibilités exceptionnelles — uniques en Méditerranée — d'observation du terme salifère (travaux de prospection et d'exploitation des sels potassiques), celui de Caltanissetta est à bien des égards le plus intéressant.

Limité au nord par les Monts Sicani et Madonies à terre et par le plateau de l'Aventure en mer, au sud par le plateau calcaire miocène de Malte-Raguse, il s'avance en mer pélagienne jusqu'au niveau de la fosse de Pantellaria (Borsetti *et al.*, 1974 ; Winnock et Bea, 1979) ; les parties les plus subsidentes du bassin comportant l'épaisse formation évaporitique correspondent à la partie actuellement émergée tandis que la partie *off-shore* qui a subi depuis le Messinien un enfoncement de 3 à 5 000 mètres (Schmidt di Frieberg, 1962) ne serait autre qu'une zone marginale caractérisée par une série évaporitique réduite.

La phase évaporitique s'intègre ici dans une histoire sédimentaire complexe marquée par le dépôt d'environ 2 000 mètres de sédiments néogènes soumis à des phénomènes permanents de glissement par gravité (« argile brecciate » et olistostromes ; Ogniben, 1953) ; ces phénomènes qui migrent

Source : MNHN, Paris

au cours du temps du nord-est vers le sud-ouest se poursuivent jusqu'au Quaternaire en mer pélagienne.

Un effort particulier a été porté à l'étude pétrographique (affleurements, galeries de mine et carottes de sondages) et paléogéographique des évaporites plutôt qu'aux aspects biostratigraphiques, objet de travaux nombreux, minutieux et disponibles.

FIG. 11. — Répartition schématique des différents termes de la séquence évaporitique dans le bassin de Caltanissetta (Sicile).

1) *Succession lithologique* (fig. 12)

La séquence évaporitique ou « serie gessoso-solfifera » comporte schématiquement, de la base vers le sommet : une formation préévaporitique qui se décompose en un ensemble à diatomites à la base (« formation à tripolis ») et le calcaire de base au sommet, la formation évaporitique et enfin la formation postévaporitique détritique (Arrenazzolo) ; elle est recouverte en discordance cartographique par les marnes blanches à faciès Trubi[1] du Pliocène inférieur. La répartition régionale de ces évaporites a fait l'objet d'études détaillées : DECIMA et WEZEL (1971), MASCLE et MASCLE (1972), MASCLE (1973), RICHTER-BERNBURG (1973), etc...

a) La formation préévaporitique.

Les marnes gris-bleuté du Tortonien s'enrichissent verticalement et progressivement en bancs diatomitiques (quelques cms à plusieurs mètres d'épaisseur) pour constituer la « formation à tripolis »

1. Marnes blanches à foraminifères et nanoplancton caractéristique de la partie inférieure du Pliocène inférieur.

Source : MNHN, Paris

(20-70 mètres) ; le passage au calcaire de base dont l'épaisseur moyenne est d'une dizaine de mètres mais peut atteindre 40 mètres selon Ogniben (1957), s'opère graduellement par épaississement progressif (aux dépens des autres composants) des intercalations calcaires qui apparaissent dans la partie supérieure de l'ensemble ; *aucun changement drastique n'est observable sur le terrain à la limite tripolis-calcaire.*

b) La formation évaporitique (fig. 12).

Cette formation qui atteint un millier de mètres d'épaisseur a été subdivisée en plusieurs termes (Motta, 1953 ; Selli, 1960 ; Decima et Wezel, 1971) : un terme gypso-anhydritique inférieur (« gessi inferiori » ou « gessi di Cattolica ») atteignant plusieurs centaines de mètres de puissance, un terme salifère intermédiaire à intercalations de sels potassiques et magnésiens (jusqu'à 600 mètres d'épaisseur) et

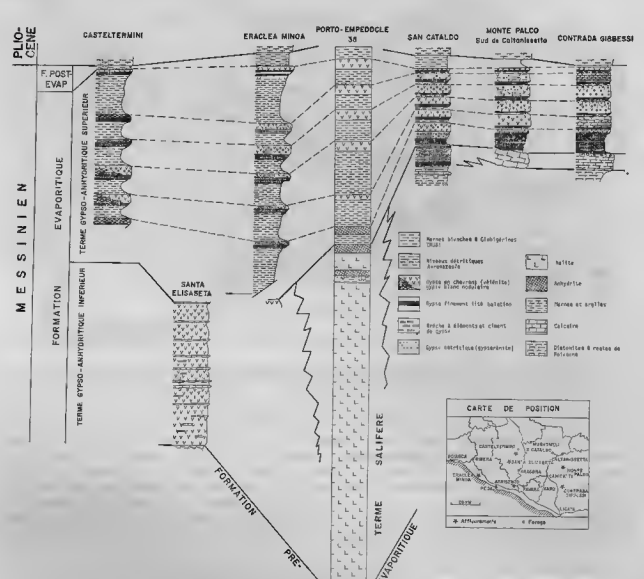


Fig. 12. — Série de coupes illustrant l'évolution latérale de la séquence évaporitique messinienne dans le bassin de Caltanissetta (Sicile).

Source : MNHN, Paris

enfin un terme gypso-anhydritique supérieur (« gessi superiori » ou « gessi di Pasquasia ») dont l'épaisseur à Eraclea Minoa est de 300 mètres ; si le terme salifère épais est spécifique du bassin de Caltanissetta, l'existence de deux termes gypso-anhydritiques superposés est commune à d'autres bassin de Sicile, notamment celui de Ciminna (Bommarito et Catalano, 1973 ; observations personnelles) ou d'Italie péninsulaire.

1. — Le terme gypso-anhydritique inférieur.

Il s'agit dans la partie centrale du bassin d'un ensemble massif de gypse (sélénite, nodulaire, détritique, etc.) et d'anhydrite alternant avec des passées calcaréo-dolomitiques d'épaisseur métrique, bien visible à Santa Elisabeta et à Montallegro (pl. 1, D) ; localement (Eraclea Minoa par exemple), il peut être constitué par une accumulation chaotique de masses gypseuses de très grande taille (pluri-métriques à pluridécamétriques). Au sommet s'individualisent, sur une épaisseur de un mètre à quelques dizaines de mètres, des gypses détritiques granoclassés (gypsorudites à gypsarénites) et dans certaines

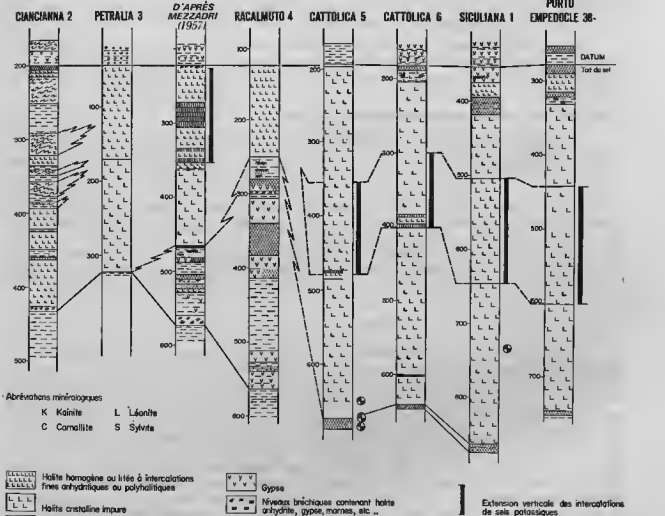


Fig. 13. — Le terme salifère du bassin de Caltanissetta (Sicile) d'après certains sondages. Colonnes simplifiées d'après des documents de sondages de l'Ente Mineraria Siciliano (1, 2, 3, 4), et de Mezzadri (1957).

Source : MNHN, Paris

zones (Santa Elisabeta par exemple), des gypses finement lités affectés de plis et de contournements complexes liés à des phénomènes de glissement synsédimentaire.

2. — Le terme salifère (fig. 12 et 13).

Il revêt la forme de corps lenticulaires discontinus (atteignant fi00 mètres d'épaisseur), composés de halite massive à fines intercalations de nature anhydritique ou polyhalitique (0-10 cm d'épaisseur en général ; pl. 2, E, G, I, J) ; des niveaux (2 mètres d'épaisseur) de sels magnésiens et potassiques à kainite dominante (pl. 2, E), individualisés dans la partie médiane de l'ensemble, sont actuellement l'objet d'une exploitation active. Le sel est généralement massif et admet assez rarement des intercalations marneuses décimétriques et un à deux niveaux de dissolution matérialisée par des placages d'argilites rouges ou des concrétionnements fibroradiaires de polyhalite (mine de Realmonte).

La partie basale est constituée, dans la plupart des sondages examinés (Cattolica 5, Siculiana 1, Porto-Empedocle 38, Ciancianna 2, Petralia), soit par des niveaux d'anhydrite nodulaire litée (quelques mètres d'épaisseur ; pl. 2, F), soit par une brèche anhydritico-salifère (fig. 13).

3. — Le terme gypseux supérieur (fig. 12).

Ce terme dont l'épaisseur varie de 50 à 300 mètres est composé par un empilement de six séquences (1-80 mètres) dont la succession élémentaire idéale comporte de la base vers le sommet : sables, argilites et marnes, laminites diatomitiques ou calcaires, gypse lité et gypse sélénite (pl. 1, A, C).

c) La formation postévaporitique (Arrenazzolo et Trubi).

Des descriptions détaillées de cette formation sont fournies par Decima et Wezel (1971), Cita et Gartner (1973), Brolsma (1975), Cita et Colombo (1979) et Bizon *et al.* (1978) dans le cadre de l'étude des modalités de passage mio-pliocène ; je n'en fournirai donc qu'un bref résumé.

Le dernier banc de gypse est recouvert par un horizon détritique (Arrenazzolo ; 20 mètres d'épaisseur environ) comportant des marnes sableuses à la base et des sables dans la partie supérieure ; la faune y est représentée presque intégralement par des organismes eurybalins (*Ammonia beccarii*, *Cyprideis*, Congéries, Dreissènes, *Melanopsis*, etc.).

Un contact brutal et une discordance cartographique caractérisent la base des marnes blanches à faciès Trubi du Pliocène inférieur (Zancléen) qui marquent le rétablissement, progressif pour certains, brutal pour d'autres, d'un milieu marin ouvert relativement profond.

II) *Cadre biostratigraphique.*

La biozone à *G. mediterranea* (Messinien) débute à une vingtaine de mètres sous la base des diatomites qui formeraient pour D'Onofrio *et al.* (1975) le Messinien supérieur (zone à *G. multiloba*) et qui correspondraient pour Gersonne (1980) à l'époque paléomagnétique 6 et à la partie inférieure de 5. Notons que Van der Zwaan (1979) situe la base des diatomites dans le Tortonien (coupe de Falconara au sud du bassin). Pour le passage Mio-Pliocène, je renverrai aux travaux ci-dessus désignés. Pour l'épisode salifère, l'examen des lames minces a permis de repérer une abondante microfaune de foraminifères planctoniques à la base de la formation (fig. 13) dans la halite (pl. 2, M) et l'anhydrite (Cattolica 5 : 652,40 m, 670 m, 677 m, fi78 m, fi80 m) et dans les marnes intercalaires (Siculiana 1, 740 m) ; l'un de ces niveaux (Cattolica 5, fi52,40 m) contient une microfaune épipélagique homogène comportant *Globigerinoides obliquus*, *G. trilobus*, *G. subquadratus*, quelques formes du groupe *G. acostaensis*, *G. humerosa* et *Turborotalita multiloba*, quelques espèces meso- à bathypélagiques plus rares comme *G. exserta* et *G. mediterranea* ainsi que de rares formes peu nombreuses remaniées des niveaux sous-jacents ; cette association caractérise le Messinien (zone à *G. meduterranea* de Bizon *et al.* (1972) et même la zone à *G. multiloba* du Messinien supérieur dans l'échelle définie par D'Onofrio *et al.* (1975). Aucun indice ne permet de soupçonner l'allochtonie de cette microfaune dont la présence anormale au sein de sédiments évaporitiques pourrait s'expliquer en fait par le caractère diagénétique de ces

Source : MNHN, Paris

derniers ; même dans l'hypothèse extrême de remaniements, sa découverte atteste un âge Messinien assez élevé pour le début de la sédimentation salifère.

111) *L'enchaînement latéral des faciès.*

Deux schémas interprétatifs ont été proposés respectivement par Decima et Wezel (1971) et Richter-Bernburg (1973) : 1) les premiers envisagent la superposition de deux ensembles d'extension extrêmement différente et séparés par une discordance angulaire atteignant localement 45° ; l'ensemble inférieur comporte la succession verticale suivante (diatomites, calcaire de base, gypse inférieur et terme salifère) caractérisée par une réduction progressive de l'aire d'extension des termes de plus en plus élevés ; dans l'aire centrale de sédimentation évaporitique, les diatomites passent à des marnes blanches et les calcaires disparaissent ; l'ensemble supérieur (gypse supérieur), inaugurant une nouvelle extension du domaine sédimentaire, recouvre successivement depuis le centre vers les marges du bassin, le sel, les gypses inférieurs puis le calcaire de base ; 2) les seconds n'admettent qu'une seule masse gypseuse entourant une dépression septentrionale plus profonde et creusée de chenaux (« fjord-like channels ») dans lesquels se déposent la halite et les sels ultimes de K et Mg (Richter-Bernburg, 1973).

a) La distinction entre les deux termes gypso-anhydritiques.

Toutes les observations réalisées révèlent néanmoins l'existence de deux ensembles gypseux superposés et distincts par leurs caractères lithologiques et sédimentologiques (organisation séquentielle différente) (fig. 12 ; pl. 1, A, B, C, D) et leur aire de répartition (fig. 11) ; d'une manière générale, les rapports entre les deux termes sont obscurcis par une tectonique importante à la limite entre deux formations de compétence différente se traduisant par la présence de failles (Eraclea Minoa, Santa Elisabeta).

1. — L'extension des différents termes (fig. 12 et 13).

Le terme gypso-anhydritique supérieur (80-300 mètres d'épaisseur) occupe la presque totalité du bassin, de la bordure des monts septentrionaux à la région de Gela au sud avec, en accord avec Decima et Wezel (1971), de remarquables possibilités de corrélation de chacune des séquences élémentaires sur l'ensemble du bassin (Rouchy, 1976 a ; fig. 11 et 12) qui attestent sa régularité.

A l'opposé, le terme gypso-anhydritique inférieur s'observe dans une zone étroite et localisée dans la partie septentrionale du bassin (fig. 11) limitée par les villes de Porto-Empedocle au sud, Casteltermini au nord et Santa Elisabeta vers l'est, où il se trouve différencié nettement par son caractère massif (pl. 1, D) et son épaisseur importante dépassant la centaine de mètres. A la périphérie de ce secteur, les variations d'épaisseur se manifestent brutalement et son identification devient d'autant plus difficile que la tectonique cassante élimine toute continuité ; certains niveaux de gypse détritique (brèche à fragments de gypse laminé et gypsarénites) présents près de San Cataldo pourraient ainsi en représenter un équivalent réduit (fig. 12).

L'aire d'extension du terme salifère coïncide assez nettement avec celle des gypses inférieurs (fig. 11 et 12) dans le périmètre précédemment défini mais s'étale plus nettement vers l'est, délimitant ainsi une bande septentrionale étroite, allongée est-ouest, entre Eraclea-Minoa et Troina. Dans cette zone, le sel se présente en corps discontinus allongés parallèlement à la direction générale. L'origine de cette discontinuité peut être d'ordre paléogéographique (existence de sillons et de rides) ou tectonique ; l'intensité et le style des déformations, et notamment les mouvements différentiels entre les deux termes gypso-anhydritiques, sont en relation très vraisemblable avec la présence de corps halitiques.

2. — La signification des variations d'épaisseur.

Le maximum d'épaisseur de terme gypso-anhydritique supérieur (jusqu'à 300 mètres à Eraclea Minoa) s'observe précisément à la verticale de la zone d'extension des termes inférieur et salifère

Source : MNHN, Paris

(fig. 12 et 14) ; il résulte d'un épaississement des niveaux marneux de base de chaque séquence (quelques centimètres à 80 mètres ; pl. 1, A, B, C) tandis que la puissance des bancs gypseux demeure sensiblement constante.

L'ensemble de ces phénomènes conduit à individualiser un trait paléogéographique permanent sous la forme d'une *dépression à vocation subsidente* allongée parallèlement aux reliefs septentrionaux et limitée au sud par une plate-forme très étendue s'étalant jusqu'au plateau de Raguse.

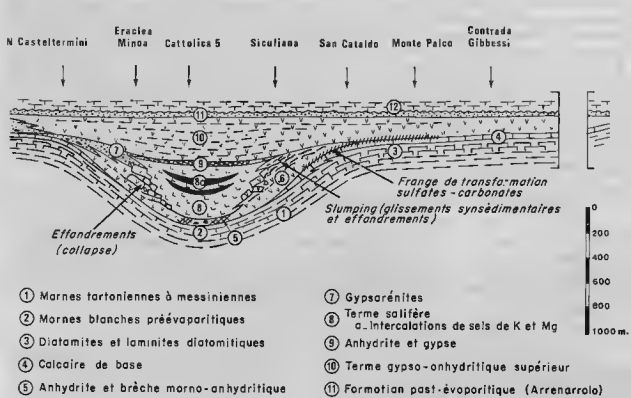


FIG. 14. — Schéma interprétatif des relations géométriques et spatio-temporelles entre les principaux corps sédimentaires dans le bassin de Caltanissetta.

3. — Les relations entre terme gypso-anhydritique inférieur et terme salifère.

L'examen des différents sondages *révèle l'absence de masses gypso-anhydritiques épaisses* à la base des principales lentilles salifères (fig. 13), à l'exception d'une brèche anhydritico-saline et de niveaux fins d'anhydrite nodulaire litée ; cette absence à l'aplomb du sel massif est d'ailleurs notée dans les illustrations de SIGNORINI (1955), de RICHTER-BERNBURG (1973), et même de la carte géologique au 1/50 000 d'Agrigento (édition 1972). Des masses gypso-anhydritiques relativement épaisses (fig. 13) existent néanmoins à la base des corps halitiques lorsqu'ils sont peu développés ; cette corrélation inverse entre les épaisseurs des deux ensembles, parfaitement observée entre deux sondages voisins à Racalmuto (Entre Zolfi Italiani, 1963) *semble attester leur équivalence au moins partielle* mais non leur superposition. Dans cette hypothèse, les structures chaotiques observées à la bordure immédiate des grandes lentilles salifères (Eraclea Minoa par exemple) pourraient résulter d'effondrements liés à la dissolution d'intercalations halitiques dans une frange d'interdigitation entre les deux termes, sans que l'on puisse éliminer toutefois catégoriquement l'hypothèse de remaniements liés à des glissements synsédimentaires.

Source : MNHN, Paris

4. — Les relations entre évaporites inférieures et formation préévaporitique.

Les laminites diatomitiques occupent la presque totalité du bassin avec une réduction d'épaisseur et un passage latéral à des faciès plus marneux à la verticale de la zone à sédimentation évaporitique épaisse ; ceci est confirmé par la carte en isopaques de Monnier (1978) qui montre une zone d'épaisseur maximum située au sud d'une ligne Agrigento-Caltanissetta, c'est-à-dire en marge de la dépression septentrionale. La compréhension du dispositif paléogéographique oblige dès à présent, et en anticipant sur les développements à venir, à admettre que cette zone à maximum d'épaisseur des diatomites ne peut correspondre à des ombilics de subsidence mais plutôt à une zone de hordure à productivité élevée (Ch. VI), les parties les plus profondes du bassin étant le siège d'une sédimentation plus réduite.

Le calcaire de base également, malgré des variations importantes d'épaisseur, présente une extension voisine de celle des diatomites ne disparaissant à son tour qu'au droit des lentilles salifères. Aucune observation de terrain ne permet d'établir le passage latéral aux gypses inférieurs (malgré la fréquence d'intercalations calcaires dans ces derniers) ; au contraire, il s'individualise par augmentation verticale progressive de la proportion de carbonates dans la formation à diatomites ; seule l'étude sédimentologique, révélant que certains niveaux calcaires résultent d'une réduction de sulfates (gypse) au contact des sédiments riches en matière organique, indique un passage latéral partiel au niveau d'une frange de contact entre gypses et diatomites.

IV) *Récapitulation des principaux faits.*

Régie par un dispositif morphologique dissymétrique comportant une dépression septentrionale entourée par une plate-forme étroite au nord et très étendue vers le sud (fig. 11) et une permanente instabilité synsédimentaire (olistostromes, « argile brecciate »), la sédimentation messinienne présente d'importantes variations latérales dont l'interprétation est compliquée par l'importance des déformations tectoniques postérieures. Deux séquences majeures sont individualisables.

Une séquence inférieure comportant un terme à diatomites passant successivement au calcaire de base puis au gypse et/ou aux corps halitiques (à intercalations de sels de K et Mg) ; l'extension respective de chacun des termes définit une contraction progressive du domaine de sédimentation ; les diatomites très étendues passent dans la dépression septentrionale à des dépôts plus marneux et amincis. De puissantes masses gypseuses s'élaborent ensuite dans le périmètre de cette zone, mais à la périphérie de dépressions élémentaires dont la partie centrale de plus en plus réduite sera, dans un stade final de concentration des saumures, le siège de la précipitation de la halite (et des sels de K et Mg), ménageant une frange périphérique d'indentation vraisemblablement en rapport avec les fluctuations de salinité ; la dissolution de ces intercalations salifères peut rendre compte de certaines structures chaotiques (collapse) tandis que d'autres seraient à mettre sur le compte de glissements synsédimentaires parfois intenses au sommet de la formation gypseuse ; un lien génétique entre les deux phénomènes (effondrements précoces créateurs d'irrégularités du plancher sédimentaire suivis de glissements) ne peut être exclu.

La seconde inaugure une nouvelle phase d'extension du domaine sédimentaire et une homogénéisation des conditions de sédimentation sur l'ensemble du bassin, marquée par une sédimentation rythmique marno-gypseuse ; la continuité de chacune des séquences implique l'effacement partiel de la dépression septentrionale marquée néanmoins par la permanence d'une subsidence différentielle importante attestée par l'épaississement local des intervalles marneux de base de chacune des séquences.

Ce schéma paléogéographique implique donc une interruption de sédimentation et vraisemblablement l'émersion d'une grande partie du bassin à la limite entre les deux ensembles ; signalons en outre le rôle possible d'une phase tectonique (Decima et Wezel, 1971) dans la réorganisation paléogéographique intervenue à cette époque.

Le dépôt de l'Arrenazzolo, *plutôt qu'une nouvelle séquence avortée, marque la régression définitive des conditions évaporitiques*, avant le rétablissement des conditions marines franches du Pliocène inférieur.

Source : MNHN, Paris

II. — ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE

Une part importante de cette étude sera consacrée au bassin de Caltanissetta en raison des caractères propres de l'échantillonnage : densité, représentativité à l'échelle stratigraphique (prélèvement dans toutes les formations), positionnement rigoureux dans le cadre géologique régional. Des comparaisons sont néanmoins établies le plus souvent possible avec les faciès équivalents observés dans les carottes D.S.D.P. La formation gypso-solifère de Sicile a longtemps servi de référence pour l'étude des évaporites messiniennes et, de ce fait, a été l'objet de très nombreuses études pétrographiques.

A. — Diatomites et laminites diatomitiques préévaporitiques

1) *Texture et composition minéralogique.*

Elles présentent l'aspect classique d'un sédiment blanc pulvérulent et léger dont la lamination inframillimétrique apparaît surtout dans les affleurements récents ou dans les échantillons prélevés en profondeur ; elle est très schématiquement due à la répétition d'un doublet (300 µm-1 mm d'épaisseur) composé d'une lamine bioclastique et d'une lamine terrigène plus sombre ; de nombreuses variations apparaissent, engendrant une lamination composite (répétition de lamines de même nature, intercalation de lamines détritiques, etc.).

Les analyses chimiques reportées par Ogniben (1957) montrent des teneurs variables en silice (de 60 à 78 %), carbonates et argiles. Néanmoins, nous avons observé près de Burrailloto et Licata des diatomites très pures contenant jusqu'à 98 % de silice amorphe (examen microscopique, diffractométrie de rayons X, spectroscopie d'absorption infrarouge). Les teneurs en matière organique sont élevées, notamment en mines (jusqu'à 11 % pour Monnier, 1978).

Le contenu organique qui a été étudié en détail dans les autres bassins (Ch. III et V) n'a pas été analysé systématiquement ici ; on notera cependant que de très nombreux niveaux apparaissent au M.E.B. constitués quasi exclusivement de frustules de diatomées associés à des Silicoflagellés et parfois des Radiolaires. Les coccolithes, rares dans les diatomites véritables, constituent dans certaines lamines des accumulations oligospécifiques d'individus de taille réduite, décrites par exemple par Cita *et al* (1978) dans les laminites du site 372 (9-2, 0-2 cm). Les Discoastéridés sont fréquents dans certains niveaux de diatomites qui renferment également une riche ichthyofaune marine décrite par Arambourg (1925) qui signale l'abondance des *Myctophidae*.

11) *L'agencement séquentiel.*

La formation présente un caractère rythmique très net matérialisé par la superposition de séquences (10 cm à plusieurs mètres d'épaisseur), composées de marnes et de tripolis, s'enrichissant graduellement vers le sommet en niveaux calcaires au détriment des autres composants et passant ainsi au calcaire de base.

111) *Interprétation.*

L'interprétation de ce type de sédiments a été abordée à partir des données plus détaillées obtenues sur d'autres bassins messiniens (Espagne, Algérie, Maroc) : notons cependant que la présence de la matière organique, celle de la lamination, les phénomènes de transformation gypse/calcite par réduction bactérienne, la présence de soufre (voir ci-dessous) et la disparition de la faune benthique impliquent des conditions stagnantes et au moins épisodiquement réductrices de la tranche de fond.

Source : MNHN, Paris

La profondeur du bassin est toujours difficile à évaluer ; toutefois, la présence de *Myctophidae*, poisson aux exigences écologiques strictes, indiquerait pour Gaudant (1977) l'existence, à proximité, de profondeurs égales ou supérieures à 600 mètres ; celles-ci pourraient caractériser la zone centrale précédemment décrite tandis que les diatomites épaisses représenteraient des accumulations dans des zones marginales. La forte productivité peut être contrôlée par des mécanismes de remontées d'eaux profondes (2e partie, Ch. VI). Un isolement plus poussé et une réduction bathymétrique se traduisent vers le sommet par la disparition des phénomènes d' « upwelling », l'intensification du confinement de la tranche de fond (conditions réductrices) et une tendance à la sursalure de la tranche superficielle qui permet le début de la précipitation de gypse immédiatement transformé en calcite dans la tranche de fond (voir calcaire de base).

B. — LE CALCAIRE DE BASE

Cette expression désigne plusieurs types de carbonates (calcaires vacuolaires et caverneux, calcaires bréchiques, calcaires ou marnocalcaires laminés, dolomies, etc.) dont le caractère commun est l'absence quasi complète d'organisme — à l'exception de foraminifères dans les passées marneuses et de spicules de spongiaires signalés par Richter-Bernburg (1973) — qui a conduit fréquemment à admettre qu'il s'agit d'un calcaire de précipitation chimique ou d'un calcaire évaporitique (suivant les termes de la littérature), voire diagénétique (voir ci-dessus).

I) *Description pétrographique.*

Les niveaux finement laminés sont constitués par une micrite calcaire homogène, contenant de rares grains de forme péloïdale, des populations oligospécifiques de foraminifères de taille réduite et de rares grains quartzeux. Schreiber (1974) décrit des corpuscules pisolithiques à cortex concentrique d'origine algaire et Ogniben (1957) signale des structures grumeleuses évoquant des pellets ainsi que des fantômes de cristaux de halite et de gypse pseudomorphosés en calcite. Ils contiennent en outre très fréquemment des nodules de soufre natif.

Près de Favara (E.N.E. d'Agrigento), les horizons calcaires (épaisseur supérieure à 10 mètres) contenant des intercalations diatomitiques riches en matière organique présentent une lamination (épaisseur des *laminae* : 200 µm à 1 mm) déformée autour de cavités sphériques (disparition de nodules de soufre originel). Au microscope, ils présentent dans une micrite calcitique, des vestiges d'éléments figurés également calcitiques (cristaux de quelques dizaines de µm à 200 µm), interprétables comme d'anciens cristaux de gypse lenticulaires ou bien de structures micronodulaires. D'autres calcaires plus finement laminés, également à fantômes de cristaux lenticulaires dispersés de gypse (Licata), pourraient correspondre à d'anciens tapis stromatolithiques (laminites cryptalgaires) bien que l'existence (soupçonnée en lame mince) de filaments algaires ne puisse être établie avec certitude.

II) *Interprétation.*

Le calcaire de base, dans sa partie massive au moins, correspond à un dépôt de profondeur faible à très faible (pisolithes algaires, laminites cryptalgaires, etc.) en milieu déjà évaporitique (fantômes de cubes de sel, vestiges abondants de gypse cristallin). Outre les sédiments d'origine algaire, une partie au moins du calcaire de base peut être considérée, en accord avec les interprétations proposées à partir des données isotopiques par Dessau *et al.* (1962) et Mac Kenzie *et al.* (1979), comme provenant d'une réduction de sulfates à contrôle bactérien possible, liée à la matière organique des diatomites ou bien des sédiments algaires ; la présence de calcaires de précipitation chimique est également probable. Les structures bréchiques très fréquentes et d'interprétation difficile peuvent être liées partiellement à des phénomènes de dissolution d'intercalations évaporitiques.

Source : MNHN, Paris

C. — Gypse et anhydrite

1) *Les différents types pétrographiques.*

a) Le gypse sélénite.

Les habitus cristallins habituels ayant fait l'objet de nombreuses descriptions pétrographiques et d'une illustration abondante (Ogniben, 1954, 1957 ; Harrie et Eugster, 1971 ; Richter-Bernburg, 1973 ; Schreiber, 1973, 1974 ; Rouchy, 1976 b, 1980 b ; Schreiber *et al.*, 1978, etc.), je ne décrirai donc que certains aspects particuliers. Les cristaux (quelques centimètres à plusieurs mètres) maclés en fer de lance selon le plan (100), orientés la pointe vers la base du banc (règle de Mottura), sont les plus fréquents et se présentent en : palissades de grands cristaux perpendiculaires à la stratification, en agrégats de cristaux aux contours irréguliers et à orientation plus ou moins oblique par rapport au litage ; éventails cristallins divergents vers le sommet du banc, à pointe aiguë et déterminant en surface des coupoles de grande dimension de 1 à 3 mètres de diamètre (« cavoli-structures ») qui présentent fréquemment des structures tardives de décollement, alternances régulières de lits de gypse sélénite de quelques centimètres et de passées carbonatées (pl. 1, E), etc.

1. — Les sédiments encaissants et leurs rapports mutuels.

Le contact avec les sédiments sous-jacents est soit rectiligne (pl. 1, E), soit caractérisé par une déformation liée à la pénétration vers le bas des pointes de cristaux ou des gerbes cristallines (pl. 1, G). Dans le cas des grandes masses sélénitiques, diverses modalités de relation avec les sédiments sus-jacents peuvent être observées : abrasion de la partie superficielle des cristaux et remaniements avant le dépôt du lit marno-calcaire sus-jacent ; passage à des encroûtements calcaires irréguliers et vacuolaires (réduction bactérienne du gypse) lorsque les sédiments sus-jacents correspondent à des laminites ; déformation du litage autour des crêtes cristallines, etc.

A l'intérieur même des masses sélénitiques, les sédiments argileux, marneux ou calcaires apparaissent soit piégés le long des plans cristallographiques, soit en remplissage d'espaces intercristallins plus ou moins développés ; la dégradation de la cristallinité augmente avec l'abondance de sédiment intercristallin. On observe fréquemment que la nature des sédiments est identique à l'intérieur et à l'extérieur des cristaux et que le litage du sédiment encaissant se prolonge dans les cristaux avec ou sans déformation, attestant une assimilation du sédiment en cours de croissance cristalline sous forme « d'impuretés ».

2. — Modalités de cristallisation.

Ce type de gypse résulte d'une croissance cristalline précoce, sous-aquatique, antérieure au dépôt du terme sus-jacent ; elle peut intervenir soit par germination au-dessus de l'interface sédiment-eau, puis croissance cristalline libre dans la saumure, soit par développement complet ou partiel sous l'interface avec assimilation de sédiments (Rouchy, 1976 b). Les deux stades de croissance peuvent d'ailleurs se rencontrer dans un même niveau, voire un même cristal dont le développement peut débuter dans le sédiment et se poursuivre au-dessus de l'interface. Les diverses modalités seront discutées dans le chapitre de synthèse.

b) Le gypse lenticulaire.

Par cet adjectif sont désignées plusieurs variétés de gypse ; la première correspond à de grands cristaux lenticulaires (centimétriques à semi-métriques), aplatis perpendiculairement à l'axe C ou présentant une macle en fer de lance, développés obliquement ou parallèlement à la stratification des sédiments marneux avec déformation et/ou assimilation du sédiment (diagénèse précoce).

Source : MNHN, Paris

La deuxième (caractéristique du terme gypseux inférieur) correspond à des cristaux millimétriques à centimétriques orientés obliquement ou parallèlement au litage, d'habitus variés (lentilles aplaties selon l'axe C, macle fer de lance, cristaux à section trapézoïdale, cristaux prismatiques ou globuleux regroupés en lits généralement centimétriques alternant avec des niveaux calcaréo-dolomitiques finement laminés (pl. 1, I, J). La déformation des sédiments encaissants atteste une croissance à l'intérieur même du sédiment : plusieurs générations successives de cristaux peuvent être observées et parfois les lits à cristaux désorientés servent de support au développement de cristaux prismatiques orientés perpendiculairement à la stratification (avec assimilation de niveaux préexistants) ou de cristaux maclés en fer de lance, isolés ou formant des lits nettement distincts. Les relations avec les sédiments dolomitiques sont envisagées dans l'étude des séquences du gypse inférieur.

c) Le gypse finement lité ou balatino (pl. 2, A à D).

1. — Description.

Il consiste en une alternance de lits gypseux (2-4 mm d'épaisseur en moyenne) et de lamines calcaires, marneuses ou pélitiques d'épaisseur inférieure ou égale à 1 millimètre, matérialisant un litage très régulier, plan parallèle ou contourné (pl. 2, A) ; chaque intervalle gypseux est fréquemment — mais non systématiquement — caractérisé par un granoclassement inverse (de 0,01 mm à la base à 0,5 mm au sommet) des cristaux xénomorphes et aux contours indentés.

A l'affleurement, il alterne fréquemment avec des gypsarénites et présente des figures de courant (ripple-marks) qui indiquent des phénomènes d'érosion, de glissement synsédimentaire et de remaniement sous forme de fragments lithoïdes (galets plats).

En sondage (PE. 38) et dans la coupe de Pasquasia, s'individualisent des niveaux d'anhydrite laminée, macroscopiquement identique au balatino, à l'exception d'un léger contournement des plans de litage.

2. — Contenu organique.

Ogniben (1957) signale la présence de Globigérines et de Bulimines dans les lamines marneuses et Schreiber (1974), celle de coccolithes du genre *Braarudosphaera* et de Gastéropodes.

L'observation systématique au microscope électronique à balayage a révélé dans certains échantillons provenant de la région de Montedoro et d'Eraclea Minoa (bassin de Caltanissetta) la présence d'un nanoplancton calcaire abondant dont les caractères morphologiques varient périodiquement avec la nature des lamines (Rouchy, 1976 a et b).

Dans les intercalations marneuses épaisses (supérieures à 1 cm), existe un nanoplancton calcaire abondant et varié, de taille proche de la normale, comportant notamment : *Cyclococcolithus leptoporus*, *Sphenolithus abies*, *Scyphosphaera apsteini*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, des formes voisines de *Coccolithus pelagicus* (pl. 2, B) ; ils sont associés à des fragments de foraminifères, des éléments carbonatés et des minéraux argileux. Dans les lamines pélitiques, quelques coccolithes appartenant aux formes déjà mentionnées et de rares Discoasters de petite taille, associés à des grains carbonatés détritiques et des minéraux argileux, ont été observés. Les lamines calcaires sont formées exclusivement par l'accumulation de coccolithes monospécifiques de taille réduite (3-4 µm), dont les caractères se rapprochent de ceux du genre *Reticulofenestra* (pl. 2, C).

Dans les lits gypseux (pl. 2, D), apparaissent aux limites cristallines ou en passée de 15 à 20 µm d'épaisseur, de très nombreux coccolithes nains (taille inférieure à 2 µm). L'assimilation de certains coccolithes à la périphérie des cristaux témoigne d'une cristallisation diagénétique limitée de ce type de gypse. Dans d'autres échantillons (sondage 372, carotte nº 1, et Sicile), les lamines non gypseuses ne comportent qu'un matériel silteux, calcaire ou terrigène à rares coccolithes vraisemblablement remaniés.

Source : MNHN, Paris

3. — Environnement.

Avec Hardie et Eugster (1974), on peut considérer que certains gypses finement lités peuvent être d'origine détritique, qu'il s'agisse de laisses de tempête ou de remise en suspension, suivie d'un transport peu important de particules gypseuses fines initialement précipitées à l'interface saumure-atmosphère ; néanmoins, ce processus particulier ne peut s'appliquer à l'ensemble du gypse balatino ; ainsi, l'abondance du nanoplancton et la nature des structures sédimentaires attestent son caractère de sédiment primaire déposé sous une tranche d'eau permanente directement dérivée d'un milieu marin. La taille des cristaux qui germent à l'interface saumure-atmosphère et le granoclassement pourraient être, en accord avec Heimann (1977), dépendants de la concentration superficielle des saumures : nucléation abondante de petits cristaux à concentration élevée et organisation cristalline plus complète de germes peu nombreux à concentration plus faible.

La genèse du balatino est contrôlée par des fluctuations superficielles de salinité ; la présence d'un nanoplancton calcaire oligo- à monospécifique et ses variations morphologiques répétées — corrélables avec les alternances lithologiques fines — évoquent des détériorations périodiques des conditions écologiques de la tranche superficielle ; lorsque la concentration du milieu (3 à 5 fois) permet la précipitation du gypse, une profonde dégénérescence affecte les organismes survivants ; de simples dilutions permettent alors le retour à des conditions voisines du milieu marin normal et une reprise plus ou moins importante ou variée de l'élaboration planctonique superficielle. A l'extrême (et plus rarement), des phases de dessalure peuvent conduire épisodiquement à des conditions saumâtres comme en témoignent la présence de *Braarudosphaera* ou les teneurs isotopiques (Pierre, 1974 ; Longinelli, 1979). Le caractère saisonnier des alternances de pbases de dilution et de sursalure est vraisemblable.

4. — Les autres types de gypse finement lité.

Très localement, existe un gypse finement lité composé d'un empilement irrégulier de lits gypseux (de 2 mm à 1 cm d'épaisseur) et affecté de contournements qu'en accord avec Hardie et Eugster (1974) nous considérons, par analogie avec des structures comparables décrites à Chypre (§ II ; laminites cryptalgaires et stromatolithes gypsifiés), comme d'anciens tapis à Cyanophycées gypsifiés (voir description au chapitre IV).

d) Gypse et anhydrite nodulaires.

1. — Gypse nodulaire (pl. 1, F).

Deux types principaux peuvent être individualisés : le premier, représenté dans les deux termes gypseux (Santa Caterina Villarmosa, Casteltermini), est caractérisé par des textures variées : nodules subsphériques centimétriques isolés dans une matrice carbonatée (pl. 1, F) ; texture classique de type « chicken-wire » ; mosaïque litée à plis entérolithiques ; les nodules sont développés préférentiellement dans une matrice calcarénitique ou biocalcarénitique (à foraminifères divers, péloïdes, fragments de mollusques, etc.) ou dans des matériaux originellement gypseux. Le remaniement des nodules dans les conglomérats intraformationnels (Casteltermini par exemple) atteste la précocité de leur formation. A l'échelle microscopique, ils présentent un arrangement granulaire ou d'allure fluidale de cristaux généralement xénomorphes, indentés et contenant des vestiges d'anhydrite (20-100 µm de longueur en moyenne).

Le second type se développe préférentiellement par transformation de gypse sélénite (ou d'autres variétés) qu'il envahit partiellement ou totalement, préservant ou non certains contours du gypse-précurseur et des liserés d'impuretés. Son aspect microscopique est identique à celui du gypse précédent, avec ou sans précurseur anhydritique. La transformation intervient préférentiellement mais irrégulièrement dans les parties centrales du bassin, mais paraît absente des formations marginales d'épaisseur réduite (fig. 14).

Une troisième variété représentée très localement dans ce bassin (Capodarso, Milena) est constituée par des nodules (1-10 cm) à texture cristalline, composés par des cristaux prismatiques ou acicu-

Source : MNHN, Paris

laires (1 mm à plusieurs centimètres) dépourvus d'orientation ou présentant un arrangement radiaire très frustre ; l'encaissant est composé de gypse laminé ou de gypsarénite. Il paraît représenter une variété du gypse cristallin-aciculaire à litage contourné (centimétrique à décimétrique). Les deux types seront décrits au ch. IV (partie sédimentologie).

2. — Anhydrite nodulaire.

L'anhydrite nodulaire est connue uniquement en sondage (D.S.D.P., bassin de Caltanissetta, Nesteroff, 1973 c ; Friedman, 1973 ; Garrison *et al.*, 1978). Qu'il s'agisse de bancs massifs ou de « nodules » disjoints (millimétriques à décimétriques), dans des sédiments gypseux, halitiques (pl. 2, H) ou non évaporitiques (biocalcarénitiques en particulier), elle peut revêtir la plupart des formes de la classification de Maiklem *et al.* (1969). A la base du terme salifère (sondage Cattolica 5 ; pl. 2, F), elle présente un faciès lité à nodulaire lité (épaisseur des lits inférieure à 5 mm) caractérisé par la présence de plusieurs générations de structures nodulaires se déformant mutuellement ; au microscope, les nodules sont composés par un agrégat de cristaux tabulaires en feutrage à arrangement de type doléritique ou fluidal. Généralement, les éléments du sédiment-hôte (foraminifères, etc.) sont repoussés à la périphérie des nodules ou plus rarement englobés.

3. — Milieux de dépôt.

L'association très fréquente de gypse et d'anhydrite dans les faciès nodulaires et l'étroite convergence morphologique indiquent des phénomènes de transformation gypse/anhydrite selon deux voies possibles, parfois superposées dans le temps ; anhydritisation de gypse primaire et/ou gypsification d'anhydrite diagénétique de première ou de deuxième génération.

Le premier type de gypse (Santa Caterina Villarmosa) résulte d'une hydratation de nodules anhydritiques originels identiques à certains de ceux rencontrés dans les forages D.S.D.P. ; ils peuvent être comparés aux nodules actuels de diagenèse précoce croissant dans la zone capillaire des platiers supratidaux du Golfe Persique (Shearman, 1963 ; Kinsman, 1966, 1973 ; Butler, 1969, etc.) ; situation paléogéographique sur la marge septentrionale et orientale notamment, analogie morphologique, nature du sédiment-hôte, présence d'un précurseur anhydritique, etc. ; la transformation en gypse s'opère soit précocement, soit tardivement au contact avec des eaux d'origine continentale.

Il apparaît néanmoins que l'application systématique de ce type de démarche actualiste — peu discutable dans l'exemple précédent — conduirait à ignorer l'existence possible d'autres mécanismes, notamment au niveau du terme salifère ; dans ce cas particulier, les phénomènes d'émersion répétée nécessaire à l'installation de milieux supralittoraux se traduiraient nécessairement par des discontinuités sédimentologiques et des phénomènes de dissolution particulièrement rares dans la série salifère. Il faut envisager la possibilité de cristallisations diagénétiques à partir de saumures très concentrées, piégées directement dans les sédiments biocalcarénitiques intercalaires ou dans la masse halitique elle-même dont la porosité peut demeurer importante après le dépôt comme l'a montré Perthuisot (1975) dans la Sabkha El Melah de Zarsis en Tunisie ; la concentration élevée des fluides interstitiels permet la formation de l'anhydrite (Posjnak, 1940) à des températures inférieures à celles exigées en surface. De tels mécanismes pourraient s'appliquer aux anhydrites des formations salifères, qu'il s'agisse de celles de Sicile ou des plaines abyssales actuelles (forages D.S.D.P.).

Le second type de nodules également observé en Espagne méridionale (ch. III), caractérisé par la transformation gypse sélénite/anhydrite (avec ou sans réhydratation) et sans déformation visible du sédiment-hôte, peut découler de deux processus génétiques différents : *a*) déshydratation précoce du gypse pendant des épisodes d'émersion en cours de dépôt, *b*) transformation dia- à épigénétique résultant de l'augmentation du gradient température-pression liée à l'enfouissement (Rouchy, 1976 b, 1980) et/ou comme l'ont envisagé Schreiber et Decima (1980) à des contraintes tectoniques et favorisée par des circulations de fluides interstitiels concentrés ; le développement de ce faciès apparaît d'ailleurs préférentiellement — en Sicile — dans la zone la plus subsidente correspondant à l'extension des termes gypseux inférieur et salifère (Porto-Empedocle, Realmonte, Montallegro, Castelterminí, etc.).

Source : MNHN, Paris

e) Gypses détritiques : description et interprétation.

Les gypses détritiques dont la granulométrie varie des lutites aux rudites, présentent de multiples aspects, abondamment décrits au ch. IV et dont nous retiendrons plusieurs cas particuliers.

Dans le gypse finement lité (balatino) s'intercalent des horizons d'épaisseur variée de gypsarénites à stratifications entrecroisées, ravinements, figures de courant, granoclassement cristallin, etc. ; ils forment généralement des séquences débutant par des horizons de démantèlement *in situ* du balatino sous forme de brèche à galets plats et se poursuivant par affinement progressif jusqu'à l'individualisation de lutites ; l'origine locale et monogénique des composants à partir du balatino, suppose un transport peu important.

D'autres niveaux sont composés par des éléments issus de gypse cristallin, de taille variée allant jusqu'à l'accumulation de fragments cristallins de grande taille (« débris flows »). La préservation de grandes lames gypseuses suppose une dislocation des masses cristallines et un remaniement brutal mais s'opérant sur de courtes distances ; de telles accumulations sont observables dans les salines abandonnées de l'aéroport d'Alicante (Espagne) se formant par désagrégation *in situ* et subaérienne de la partie supérieure ou périphérique des coupoles sélénitiques encore peu consolidées (pl. 17) ; les fragments (de plusieurs centimètres de longueur) dans les intervalles des édifices cristallins sont susceptibles d'être accumulés dans les parties déprimées par un bref transport de type torrentiel (2e partie, ch. 7). Au-delà, les lames cristallines seront fragmentées et alimenteront les gypsarénites plus fines. Ces dernières présentent parfois un caractère séquentiel qui, comme l'ont indiqué Schreiber *et al.* (1976), évoque les séquences turbiditiques.

Dans la partie septentrionale du bassin (Casteltermini notamment) apparaissent des conglomérats à galets (atteignant 50 cm de diamètre) composés de nodules gypseux ou de fragments de gypse nodulaire emballés dans une gypsarénite.

II) *L'organisation séquentielle.*

Chacun des deux termes gypso-anhydritiques présente un caractère séquentiel caractéristique, illustré, pour les séquences typiques du terme supérieur, dans plusieurs travaux (Decima et Wezel, 1971 ; Nesteroff, 1973 c ; Heimann et Mascle, 1974 ; Rouchy, 1976 b, 1980 b ; Nesteroff et Glaçon, 1977).

a) Le terme gypso-anhydritique supérieur.

1. — Description lithologique.

Rappelons que la succession la plus complète (2 à 80 mètres d'épaisseur) comporte de la base vers le sommet : argilites et marnes, laminites diatomitiques ou calcaires, gypse finement lité (balatino), puis sélénite ; les principales différences découlent de variations d'épaisseur, principalement au niveau des marnes (de 20 cm à 70 mètres, fig. 12) ou du gypse balatino (de 20 cm à 10 mètres), de l'adjonction de niveau gypsarénitiques dans le balatino et du développement ou de l'absence de laminites.

Le sommet des bancs sélénitiques montre localement, sur quelques décimètres au maximum, un remplissage par un matériel gypsarénitique d'une surface irrégulière d'érosion ou de dissolution (fig. 15, Siculiana) ; la présence d'un fin horizon rubéfié au toit de ce matériel arénitique permet de le considérer comme le terme ultime de la séquence plutôt que la base de la séquence sus-jacente. Aucune figure de dessiccation caractéristique n'a pu être mise en évidence au toit des séquences ; remarquons néanmoins que le faciès cristallin du gypse se prête mal au développement de telles figures et que les structures en coupoles résultent d'arrangements cristallographiques et non de figures de dessiccation complète (comme suggéré par certains auteurs).

Des passées marneuses peu épaisses (quelques centimètres), régulièrement intercalées parfois au sein des masses sélénitiques (coupes de Eraclea Minoa, Siciliana, etc.), sont séparées du gypse sélé-

Source : MNHN, Paris

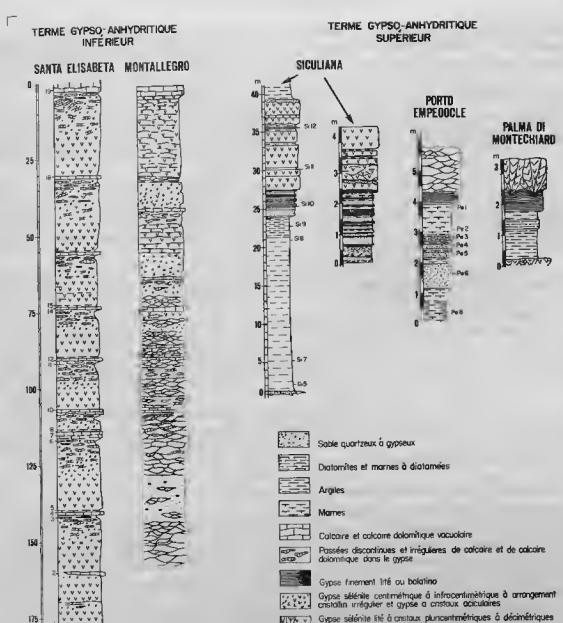


FIG. 15. — Illustration de quelques types de séquences caractéristiques des termes gypso-anhydritiques inférieur et supérieur du bassin de Caltanissetta (Sicile). A part les deux coupes du terme inférieur, noter les différences d'échelle dans les coupes de droite.

Source : MNHN, Paris

nite par un placage de gypse finement lité (balatino) très fin, ne comportant à l'extrême qu'un seul lit élémentaire (fig. 15) et définissent des séquences d'ordre inférieur qui rendent difficile le décompte et la corrélation des séquences majeures.

2. — Pétrographie et micropaléontologie des sédiments associés.

Comme l'ont également observé Chamley *et al.* (1971) dans d'autres coupes, les marnes intercalaires de la coupe de Siciliana comportent une fraction argileuse à smectite dominante (sauf parfois en base de séquence), de l'illite et de la kaolinite, du quartz, du gypse, de la calcite et à certains niveaux de la dolomite (base de la séquence et niveaux intrasélénitiques).

Elles renferment un nanoplancton relativement abondant ; Nesteroff et Glaçon (1977) décrivent en outre une microfaune assez diversifiée (foraminifères planctoniques et benthiques) caractéristique d'un milieu marin à salinité normale tandis que les organismes euryhalins (*Ammonia beccarii* et *Cyprideis*), cités par certains auteurs (Decima et Wezel, 1971), ne sont signalés qu'au niveau du gypse sélénite. Les laminites blanches comportent différents faciès :

— calcaires fins composés d'une accumulation de petits cristaux de calcite rhomboédriques et subautomorphes (10 μm environ), identiques à ceux rapportés par Nesteroff et Glaçon (1977) à des faciès de précipitation chimique.

— sédiments calcaréo-diatomitiques comportant des agrégats de calcite microcristalline et des diatomées parfois abondantes (Eraclea Minoa et Porto Empedocle) ; dans les échantillons que je lui ai soumis, Gersonde a déterminé, outre les *Thalassionema nitzschioides*, une association à caractère euryhalin à saumâtre (*Melosira granulata, Campilodiscus bicostatus, Epithemia argus, Diploneis smithii*) et une proportion importante de spores.

Dans les niveaux marneux intercalés dans le gypse sélénite, pauvres en microfaune, un niveau crayeux (# Si 12, 20 cm d'épaisseur) s'est révélé composé exclusivement par une accumulation monogénétique de Coccolithes (*Reticulofenestra sp.*) ; des travaux ultérieurs seraient nécessaires pour tenter de préciser l'extension de ce niveau.

3. — Interprétation environnementale des séquences.

Schématiquement, chacune d'elles traduit la concentration croissante d'une tranche d'eau marine jusqu'à la précipitation du gypse avec des fluctuations de détail à l'approche des gypses. L'intensification du confinement se marque par une modification des caractères hydrodynamiques : ralentissement ou cessation des apports terrigènes et passage, au niveau de la tranche de fond, d'un milieu oxygéné (organismes benthiques) à des conditions anoxiques (laminites) dans un premier temps ; lorsque sont atteintes ensuite les conditions de précipitation du gypse, seul un nanoplancton monospécifique et nain réussit à s'adapter dans la tranche superficielle encore soumise à des dilutions périodiques, voire saisonnières. Contrairement aux données cristallogénétiques qui indiquent que la taille des cristaux est inversement proportionnelle à la concentration de la saumure-mère, le passage du balatino au sélénite semble lié à une augmentation de la salure comme l'indiquent les données isotopiques (Pierre, 1974). Alternant avec les pbases de concentration élevée, d'importantes dilutions par les eaux météoriques peuvent conduire épisodiquement à des milieux saumâtres.

b) Le terme gypso-anhydritique inférieur.

1. — Description lithologique (fig. 15).

Il se compose globalement d'une alternance des masses gypseuses (de quelques mètres à 30 mètres environ d'épaisseur) et de quelques niveaux d'épaisseur plus réduite (5 à 10 mètres environ) ; une corrélation inverse s'observe entre le nombre et l'épaisseur des niveaux gypseux (épais à la base, progressivement plus fins vers le sommet) et celle des intercalations carbonatées. Au sommet, s'intercalent des masses épaisses de gypse finement lité, affecté d'intenses déformations par glissement synsédi-

Source : MNHN, Paris

mentaire, et de gypse détritique. Insistons sur les glissements synsédimentaires qui seront abondamment utilisés par la suite.

Les alternances définissent des séquences débutant pour certaines par du gypse sélénite à allongement vertical, puis montrant une désorientation progressive et une réduction de taille en même temps qu'un enrichissement graduel en carbonates, d'abord en plages ou en passées discontinues devenant coalescentes vers le sommet, et se terminant par un banc carbonaté massif (1-5 mètres d'épaisseur), séparé du gypse sus-jacent par un contact net. Ce type de séquence s'observe parfois à l'échelle décimétrique (pl. 1, H) et se retrouve, malgré d'intenses déformations, dans les masses de gypse nodulaire.

2. — Sédiments associés : description pétrographique et milieux de dépôt.

Il s'agit exclusivement de calcaires et calcaires dolomitisés, laminés à peloïdes et pseudomorphoses de cristaux de gypse en calcite.

2.1. — Laminites dolomitiques à gypso-dolomitiques.

Le type le plus fréquent résulte de l'alternance de lamines dolomitiques (200 à 300 µm d'épaisseur) montrant également une lamination d'ordre inférieur et de lamines gypseuses (500 µm à 1 mm d'épaisseur) dont la régularité et la planéité (pl. 1, J) ne sont affectées que par les déformations dues à la croissance diagénétique précoce de cristaux de gypse prismatiques et centimétriques (pl. 1, I) ; les lamines gypseuses correspondent à un agrégat de cristaux lenticulaires (pl. 1, I) également de diagenèse précoce ; les lamines dolomitiques, dépourvues de structure interne nettement reconnaissable, sont constituées de cristaux globuleux de dolomite (< 8 µm) possédant un nucleus sombre. Des vestiges de corps ovoïdes d'environ 100 µm de diamètre peuvent néanmoins être identifiés dans les laminites et à l'intérieur des cristaux de gypse (voir ci-dessous 2.2.).

2.2. — Calcaires et calcaires dolomitisés à pellets.

Massifs ou présentant une lamination parfois assez fine, ils sont caractérisés par la présence de corpuscules, ovoïdes ou bien allongés et courbes (100-150 µm de diamètre, jusqu'à 1 mm de longueur), à texture micritique (pl. 1, K), isolés ou rarement regroupés en chapelets. La matrice est une micrite (< 10 µm) calcaire ou dolomitique ; des vestiges de cristaux lenticulaires de gypse remplacés par de la calcite microsparitique (20 µm en moyenne), isolés ou en agrégats, sont également observables. Plus rarement sont associés des tests de foraminifères planctoniques et benthiques, d'Ostracodes et des débris coquilliers (Lamellibranches, Gastéropodes, etc.).

2.3. — Interprétation des milieux de dépôt.

La morphologie et les dimensions des corpuscules arrondis caractérisent des pelotes fécales comparables à celles du crustacé *Artemia*, abondant dans les milieux hypersalins ; l'absence d'autres vestiges organiques (à l'exception d'un niveau associé) et la présence de fantômes de cristaux de gypse, militent bien en faveur de l'hypothèse d'un milieu défavorable, peuplé seulement de rares organismes adaptés aux concentrations élevées ; Schreiber (1974) et Schreiber et Decima (1978) décrivent de tels coprolithes dans certains gypses.

Les laminites gypso-dolomitiques (« gypsum-dolomite doublet ») sont interprétées par Hardie et Eugster (1971) comme des dépôts mécaniques résultant — comme le balatino — de laisses de tempête ; les lamines dolomitiques correspondraient alors à un silt dolomitique à « liant » algaire et les lamines gypseuses à la recristallisation de grains transportés. Les observations réalisées nous incitent plutôt à considérer ces laminites comme un sédiment *in situ* ou peu déplacé : finesse et régularité de la lamination dolomitique ; croissance diagénétique précoce *in situ* des cristaux de gypse avec déformation de la lamination de l'encaissant, vraisemblablement à partir de saumures interstitielles saturées. Le développement du gypse peut s'effectuer directement sous l'interface sédiment-saumure ou air, l'apex des cristaux perçant occasionnellement la pellicule carbonatée sus-jacente avant le dépôt d'une nouvelle lamine carbonatée. En ce qui concerne les laminites dolomitiques, support des dépôts gypseux,

Source : MNHN, Paris

l'absence de vestiges organiques oblige à envisager soit une dolomie primaire, soit une dolomitisation de particules carbonatées originelles, calcitiques ou aragonitiques (nucleus) induites par une activité algaire. Au contact des laminites algaires et des niveaux à pellets, riches en matière organique, le gypse subit très fréquemment une transformation en calcite par réduction bactérienne selon des mécanismes décrits au chapitre IV.

2.4. — Signification des séquences cristallines.

Chacune des séquences précédemment décrites semble caractériser une régression des conditions évaporitiques ; l'augmentation brutale de la salinité en début de séquence est suivie d'une décroissance relativement lente ou bien d'une modification des conditions du milieu : passage d'une précipitation massive sous-aquatique à partir d'une saumure hypersaline à des cristallisations épisodiques intervenant soit par concentration capillaire lors de brèves phases de disparition du corps d'eau, soit directement à l'intérieur d'un sédiment encore immergé. La transformation en gypse nodulaire représente un stade plus tardif d'évolution du sédiment en relation avec des conditions particulières : enfouissement, contraintes tectoniques et/ou migration de fluides concentrés et phénomènes de diagenèse subaérienne dans certaines parties du bassin.

D. — Halite et sels de K et Mg.

L'étude porte sur les carottes provenant de six sondages (Porto-Empedocle 38, Cattolica 5, Siculiana 1, Ciancianna 2, Petralia 1 ; fig. 13) réalisés par l'Ente Minerario Siciliana, aimablement mises à ma disposition par le Dr. A. Decima et sur les observations dans la mine de Realmonte (au nord d'Agrigento). Les paragenèses observées comportent halite, polybalite, anhydrite, kainite, kiésérite, sylvite ; Decima et Wezel (1971) ont observé dans d'autres mines une paragenèse typique de Hartsalz comportant kiésérite, langbéinite et Selli (1973) mentionne la présence de bischofite.

I) *Description pétrographique.*

a) Halite.

1. — Faciès et microfaciès.

Elle se présente le plus fréquemment (en mine et en sondages) sous la forme d'une alternance de lits de halite de quelques millimètres à une dizaine de centimètres d'épaisseur et de lits anhydritiques ou polyhalitiques de 1 mm à plusieurs centimètres d'épaisseur (pl. 2, E) montrant parfois un litage d'ordre inférieur (pl. 2, G, I) ; les lits d'anhydrite et de polyhalite présentent une disposition plan parallèle et continue (mine de Realmonte) ou sont affectés plus rarement par des phénomènes de bréchification (pl. 2, J) liés à des processus complexes d'évolution de la masse salifère (dissolution et effondrement ; recristallisation ; halocinèse).

Les cristaux (quelques centaines de µm à plusieurs centimètres) présentent fréquemment des limites mal définies et des phénomènes d'interpénétration ou bien des alignements d'inclusions selon des arêtes ou des plans de clivage ; il n'a pas été possible néanmoins de distinguer d'indiscutables figures en chevrons comme celles décrites par Wardlaw et Schwerdtner (1966), Shearman (1970) et Orti-Cabo et Pueyo (1977). A l'opposé, apparaissent à plusieurs niveaux des cristaux en trémies caractéristiques (pl. 2, K), isolés ou en agrégats, retrouvés par Hsü *et al.* (1973 b) dans le sel du terme supérieur (sondage D.S.D.P. 134).

On notera également la présence de halite massive à grands cristaux sombres (impuretés diverses) ou de halite à cristaux millimétriques à centrimétriques.

2. — L'anhydrite associée.

Elle apparaît sous trois formes principales :

Source : MNHN, Paris

— anhydrite litée (litage millimétrique à centimétrique), blanche ou colorée en brun par la présence de matière organique : elle est particulièrement développée dans une matrice biocalcarénitique à foraminifères à la base de la formation à Cattolica 5 (pl. 2, F),

— lattes d'anhydrite disséminées ou grands cristaux poecilithiques isolés,

— anhydrite nodulaire (nodules de quelques millimètres à plusieurs centimètres de diamètre) isolés au sein de la halite ou dans le faciès précédent.

3. — Le contenu organique.

Une abondante microfaune épipélagique déjà décrite (§ B, 11) à la base du sondage Cattolica 5 (652,40 mètres) a été retrouvée à plusieurs niveaux dans la halite et l'anhydrite nodulaire (655, 670, 677 et 680 m). Dans le sondage Siciliana 1, deux niveaux contenant de la microfaune ont été repérés dans la halite (393,90 mètres) et dans une fine intercalation marneuse (740 mètres), ce dernier comporte principalement une association de foraminifères benthiques comportant *Uvigerina pigmaea*, *Bulimina* aff. *echinata*, *Cibicides pseudoungerianus*, *Siroplectamina carinata* (mal développée), de nombreuses Bolivines dont *Bolivina dilatata*, *Textularia sagittula*, *Gyroidina longirostra miocenica* ; le plancton, rare, est seulement représenté par des formes épipélagiques (*Globigerinoides trilobus*, *G. obliquus*), *Turborotalita quinqueloba*, *Globorotalia acostaensis* (quelques spécimens à enroulement dextre).

4. — Géochimie : étude du rapport Br/Cl.

Les résultats de l'analyse des teneurs en Br par fluorescence X de 25 échantillons provenant des six sondages précédemment mentionnés (fig. 16) montrent des valeurs relativement homogènes dont une majorité est comprise entre 67 et 200 ppm ; les valeurs faibles inférieures à 50 ppm correspondent à la partie supérieure de la formation. Des résultats comparables sont obtenus par Decima (1978) sur le forage de Porto Empedocle : teneurs comprises entre 2 et 300 ppm dans la partie moyenne à intercalations potassiques et nettement plus faibles (< 10 ppm) dans la partie sus-jacente.

b) La polyhalite.

Elle se présente très communément sous forme de cristaux microscopiques aciculaires, maclés ou non, isolés ou regroupés en lits ou en « nodules » à l'intérieur même des cristaux de halite ou aux limites intercristallines.

Dans la mine de Realmonte, elle apparaît sous une discontinuité (surface de dissolution) où elle forme une masse irrégulière (jusqu'à 1 mètre d'épaisseur) ou des poches constituées d'agrégats fibroradiaires (400 µm à 2 mm de diamètre) coalescents ou isolés ; le cœur des agrégats est composé par une masse microcristalline entourée par une auréole de baguettes (100-200 µm de longueur) à disposition radiaire ; elle est toujours intimement associée à de l'anhydrite.

c) La kainite.

Elle apparaît en masses de teinte brune (1-3 mètres d'épaisseur), relativement pure ou associée à de la halite, présentant constamment des figures complexes de plissements à plan axial parallèle au litage général qui n'affectent pas les sédiments halitiques encaissants (pl. 2, E). A l'échelle microscopique, elle se présente généralement en cristaux xénomorphes d'allure résiduelle avec des golfes comblés par la halite. L'intensité des phénomènes de déformation et de recristallisation rend illusoire tout essai de reconstitution de la chronologie relative de cristallisation des principales espèces minérales ; on peut seulement affirmer que la kainite est antérieure à la halite observée, laquelle n'est pas nécessairement originelle.

Source : MNHN, Paris

Sondage	Profondeur (en mètres)	Br /ppm	$Br \times 10^3$ /Cl
	206	46,7	0,0769
	218,5	110	0,1813
Cat 5	416,4	46,8	0,077
Cattolica	477	154	0,254
	550,5	178,9	0,295
	326	56,9	0,094
	338	31,5	0,052
Cia 2	396	36,4	0,060
Ciancianna	470	114	0,1879
	533	56	0,092
	389,90	25,7	0,0423
	479	65,8	0,108
Sic 1	573	175	0,288
Siculiana	675	170	0,280
	755	126	0,207
	818	64	0,105
	860	63	0,1038
	66	760	1,317
Mandres 6	87	1011	1,666
	234	199	0,328
	35	88,4	0,145
Pe 3	83	84,7	0,141
Petralia	130	82,2	0,135
	279	98,6	0,162
	322	87,3	0,143
Mine de Realmonte (Re)		43,3	0,071

FIG. 16. — Teneur en Br des halites du terme salifère du bassin de Caltanissetta.

II) *Interprétation et milieux de dépôt.*

a) La halite.

Le litage régulier et continu, caractère principal du terme salifère, semble indiquer une sédimentation sous-aquatique dans un corps d'eau hypersalin soumis à des fluctuations de salinité saisonnières ou de périodicité plus large, à l'origine de la rythmicité des alternances halite/anhydrite ; la présence à divers niveaux de vestiges cristallins en trémies confirme cette hypothèse. Les mécanismes de formation des trémies (« hopper crystals ») ont été décrits par SHEARMAN (1970, 1978) dans la laguna Mormona : cristallisation à la surface des saumures, agrégation des cristaux et chute sur le fond où ils induisent de nouvelles cristallisations sous-aquatiques ; elle est interrompue à plusieurs niveaux par des surfaces de dissolution dont la plus importante située dans la halite au sommet de l'intervalle à sels potassiques (à recristallisation de polyhalite) peut résulter d'un abaissement important de la salure, voire même à l'extrême d'une brève émersion. Notons toutefois qu'une visite de la R.C.P. 459 dans la lagune de Torrevieja (salines) a permis de constater que les cristallisations de halite étaient

Source : MNHN, Paris

initiées indifféremment dans toute l'épaisseur de la tranche d'eau (1 mètre à 1,50 mètre environ).

Les informations paléoécologiques de la microfaune confirment les conditions marines et autorisent dans le cas des foraminifères benthiques (qui semblent autochtones) du sondage Siciliana 1, une tentative d'évaluation approximative de la profondeur de la tranche d'eau pendant une interphase à salinité normale, par comparaison avec certains milieux actuels comme la mer pélagienne où a été observée la profondeur d'apparition de certaines espèces (*Uvigerina mediterranea* à 90 mètres, *Sigmoïlopsis* à 50 mètres, *Textularia sagitulla* à 80 mètres, *Cibicides pseudoungerianus* à partir de 120 mètres) ; en l'absence d'une microfaune de grande profondeur, on peut estimer que la profondeur *pouvait atteindre une centaine de mètres*, ce qui n'exclut pas un *abaissement du niveau aquatique* au cours des différentes étapes de concentration de cette tranche d'eau jusqu'au dépôt de la kainite qui a pu éventuellement s'établir sous des tranches d'eau pelliculaires.

Les teneurs de la halite en brome sont proportionnelles à la concentration de la solution-mère ; les valeurs obtenues à partir de l'évaporation d'une eau marine — en l'absence de phénomènes de dissolution-recristallisation — sont de 75 ppm au début de la précipitation de la halite et 200 à 250 ppm au début de la cristallisation des sels de potasse (Braitsch, 1971). Les teneurs observées comprises dans cet intervalle sont compatibles avec un phénomène d'évaporation d'une eau marine atteignant les valeurs de la halite et localement de la polyhalite (Kuehn, reporté par Braitsch, 1971). Deux anomalies importantes sont notées : *a*) des teneurs anormalement élevées (sondage Mandres 6) de 760 et 1 010 ppm qui pourraient s'expliquer par la présence locale d'un « culot » de concentration collectant les saumures ultimes, *b*) des valeurs plus faibles (25 à 50 ppm) vers le sommet du terme salifère, voisines de celles des halites de nombreux bassins anciens (35 à 50 ppm selon Holser *et al.*, 1972). Decima (1978) reporte pour cette zone des teneurs très basses, voire même indéterminables, qu'il interprète comme résultant d'un remaniement dans des eaux météoriques ; si l'on considère toutefois avec Holser *et al.* (1972) qu'un cycle complet dissolution-recristallisation par des eaux météoriques dépourvues de Br provoque une chute de 75 à 3 ppm, les teneurs que nous avons observées sont compatibles avec des phénomènes de recristallisation mais dans des eaux faiblement diluées ; à l'opposé, les intercalations halitiques du terme supérieur des plaines abyssales (Hsü *et al.*, 1973 b) semblent avoir été soumises à des phénomènes de recyclage par des eaux météoriques. Ces résultats tendent à confirmer l'origine marine du sel de Sicile.

b) Les sels de K et Mg.

En ce qui concerne les sels de potasse, il est difficile d'établir avec certitude le caractère syngénétique de la kainite [1] que l'allure résiduelle des cristaux permet néanmoins de supposer ; sa précipitation directe à partir de saumures marines peut intervenir à une température au moins égale à 25°C (Borchert et Muir, 1964) ; à température inférieure elle est remplacée par une association de sels cryogéniques (sylvite-epsomite) [1] et à une température plus élevée (supérieure à 50°) elle pourra évoluer vers une association à halite-sylvite-kiésérite [1]. A l'opposé, Goldsmith (1969) envisage la formation possible de bancs de kainite par transformation d'une paragenèse à carnallite-halite-kiésérite, liée à des circulations d'eaux libérées par la conversion du gypse en anhydrite au cours de l'enfouissement. Dans l'exemple messinien de Sicile, la première hypothèse semble la plus plausible, elle implique une certaine stabilité thermique du corps d'eau pendant et après le dépôt, à l'exception de zones particulières (Mandres) dans lesquelles se serait développée une paragenèse secondaire à halite-sylvite-kiésérite et anhydrite (« métamorphisme » de Hartsalz).

Le style même des déformations plicatives qui affectent les horizons kainitiques — plis couchés à plan axial parallèle au litage —, très commun dans de nombreux bassins potassiques, indique une déformation sous contrainte : compaction différentielle ou tectonique.

1. Compositions chimiques usuelles des sels complexes mentionnés : polyhalite : $K_2 Mg Ca_2 (SO_4)_4 . 2 H_2O$; kainite : $K_2 Mg_4 Cl_4 (SO_4)_4 . 11 H_2O$: bischoffite : $Mg Cl_2 . 6 H_2O$; sylvite : K Cl ; epsomite : $MgSO_4 . 7 H_2O$; carnallite : $KMgCl_3 . 6 H_2O$ kiésérite : $MgSo_4 . H_2 O$.

Source : MNHN, Paris

c) Le problème de la polyhalite.

Malgré la possibilité d'une précipitation directe de polyhalite à partir de saumures concentrées, la formation de ce minéral n'en est pas moins liée généralement à une transformation de sulfate de calcium (gypse ou anhydrite) en présence de saumures riches en K et Mg (Shaller et Henderson, 1932 ; Perthuisot, 1971 ; Braitsch, 1972). L'association constante d'anhydrite et de polyhalite est en faveur de cette hypothèse.

III. — CONCLUSIONS : LE FONCTIONNEMENT DES BASSINS SALIFÈRES

La comparaison entre les formations évaporitiques du bassin de Caltanissetta et des plaines abyssales actuelles montre de profondes similitudes qui conduisent à admettre une identité de fonctionnement. Notons que seule, l'étude du premier fournit un schéma de l'agencement des faciès qui, malgré son caractère interprétatif, peut aider à comprendre le fonctionnement des seconds sur lesquels aucune donnée d'observation n'est pour l'instant disponible au niveau des termes salifères et infrasalifères.

A. — Les données communes aux deux domaines

Elles concernent plus particulièrement :

— l'épaisseur des évaporites, supérieure ou égale dans les deux cas à un millier de mètres ;

— l'existence de deux grands ensembles lithologiques superposés : ensemble inférieur caractérisé par la présence d'un corps salifère épais (700 m en Sicile, 800 m dans le bassin algéro-provençal, plus de 2 000 mètres dans le bassin levantin) ; ensemble supérieur composé dans les deux cas par une sédimentation rythmique marno/gypso-anhydritique (300 mètres à Eraclea Minoa, 500-600 mètres dans les plaines abyssales). L'existence du terme gypso-anhydritique inférieur au niveau des plaines abyssales est discutable et pourrait être très localisée, les réflecteurs sismiques N représentant peut-être des alternances marnes-laminites-calcaires ;

— des modalités comparables de répartition des différents termes : terme salifère dans les parties déprimées du système, terme gypso-anhydritique supérieur « trangressif » au-delà des limites d'extension des sédiments sous-jacents.

Hormis une dimension incomparablement plus importante des bassins — et peut-être une répétition des différents termes en Méditerranée orientale (Finetti et Morelli, 1972) — la différence la plus significative réside dans la présence de corps salifères, parfois à paragenèses potassiques, inclus dans le terme gypso-anhydritique supérieur dans les plaines abyssales algéro-provençale (sites 124 et 134), ionienne (374), et d'Antalya (376).

B. — Le fonctionnement des bassins

I) *Différenciation morphologique et subsidence différentielle.*

a) Au niveau du bassin de Caltanissetta.

Il s'agit d'un bassin dissymétrique caractérisé par l'existence d'une dépression septentrionale allongée W.E., d'une largeur maximum d'une trentaine de kilomètres (fosse du Platani de Richter-Bernburg, 1973) entourée, au Nord, par une étroite bande à sédimentation détritique et carbonatée

Source : MNHN, Paris

et au Sud, par une vaste zone de plate-forme allant jusqu'au sud de Gela ; elle a recueilli les plus fortes épaisseurs d'évaporites (jusqu'à 1 000 mètres). Le passage au domaine de plate-forme s'opère progressivement vers l'est et plus brutalement dans la direction nord-sud.

La profondeur peu importante de la tranche d'eau à l'aube de la phase évaporitique et les variations d'épaisseur de la série conduisent à admettre la *conjonction d'une subsidence différentielle active et d'un piège morphologique.*

b) Au niveau des plaines abyssales actuelles.

La coïncidence entre la répartition du sel inférieur massif et épais et le tracé des principales plaines abyssales actuelles attestent indubitablement un contrôle morphologique des accumulations salines par des dépressions préfigurant au *moins certaines des plaines abyssales actuelles* ; une correction doit néanmoins être établie pour tenir compte de la rétraction postsédimentaire de l'extension du sel sous l'effet de l'halocinèse et des phénomènes d'érosion-dissolution. Le parallélisme entre limites morphologiques actuelles et fossiles doit être nuancé : d'une part, certains forages implantés par 2 000 mètres de profondeur d'eau (372 et 375) n'ont traversé que des formations d'épaisseur réduite (inférieure à 100 mètres) et, de même, plusieurs bassins émergés comportent un terme salifère (Mesaorée à Chypre, Toscane, Calabre) ; d'autre part, le tracé de certains bassins est nettement sécant sur les contours hatbymétriques actuels (fig. 3).

II) *Évolution biphasée de la sédimentation évaporitique.*

Elle est caractérisée par le dépôt de deux ensembles superposés aux caractères différents (fig. 14) :

a) L'ensemble inférieur.

Il s'agit d'une séquence complète (marnes-laminites-gypse-halite-sels de K et Mg), *issue d'une concentration globalement croissante* d'une tranche d'eau marine (avec des fluctuations) *jusqu'à la précipitation des sels ultimes* (dans la partie médiane à supérieure de la formation), *suivie d'une phase de décroissance* de la salinité (halite, puis anhydrite) ; l'aire de sédimentation *subit une contraction au cours des étapes successives du confinement* conduisant à une *différenciation régionale des faciès* :

— sédiments préévaporitiques (laminites, sédiments diatomitiques, puis calcaire de base) individualisés sur la presque totalité du bassin,

— évaporites inférieures caractérisées par un *certain diachronisme*, une extension *réduite et limitée à la dépression septentrionale et une restriction progressive de l'aire de sédimentation* ; les gypses peu épais commencent à se déposer à la périphérie de cette dépression, puis vont s'accumuler en masses de plus en plus importantes (phénomène facilité par une subsidence différentielle) vers l'intérieur pendant que *les parties centrales, restées en état de vacuité, joueront le rôle de collecteurs des saumures les plus concentrées* ; alors que du sulfate de calcium pourra continuer à se déposer sur les marges, de puissantes masses de halite (6 à 700 mètres) se déposeront, facilitées par le jeu combiné du piège morphologique et de la *subsidence, dans les parties les plus déprimées du système, siège de la précipitation des sels ultimes* (kainite) ; au sommet, un abaissement progressif de la salinité se traduira par des phénomènes de dissolution et de recristallisation, puis le retour à une sédimentation gypseuse ou anhydritique.

b) Les évaporites supérieures.

Dans le bassin de Caltanissetta comme dans les bassins actuellement profonds, elles inaugurent *une nouvelle phase d'extension du domaine sédimentaire* qui recouvre la presque totalité des plates-formes carbonatées marginales, une homogénéisation des conditions de sédimentation et une succession de séquences d'évaporation d'une tranche d'eau marine.

La discordance angulaire entre les deux grands ensembles en Sicile (Decima et Wezel, 1971) et en Calabre (Selli, 1973 ; Martina *et al.*, 1979), non observable sur les profils sismiques en plaine

Source : MNHN, Paris

abyssale, est en relation pour une part importante avec des phénomènes de dissolution locale de niveaux salifères et à la tectonique halocinétique plutôt qu'avec une véritable phase tectonique (coupe de Eraclea Minoa).

La permanence du piège morphologique, entretenue par une subsidence active à l'aplomb des évaporites inférieures puissantes, se traduit par un épaississement important dans le bassin de Caltanissetta (fig. 14) et l'individualisation de corps salifères dans le bassin ionien (avec sels de K et Mg) et algéro-baléare notamment ; leur présence semblerait indiquer ici l'existence de dépressions topographiquement plus basses collectant les saumures ultimes et un étagement topographique du système permettant des migrations de ces saumures. Leur présence dans les bassins actuellement émergés témoigne de l'importance des mouvements ultérieurs.

Ce schéma évolutif dégage déjà plusieurs aspects fondamentaux de la genèse des évaporites marines : la contraction du domaine de sédimentation au cours du confinement avec pour corollaire le diachronisme des dépôts évaporitiques *marqué, au niveau des évaporites inférieures, par un passage latéral progressivement décalé dans le temps depuis les marges jusqu'à la partie centrale du bassin* et le diachronisme entre évaporites et calcaire de base ; la deuxième conséquence de cette évolution est l'émersion *durable ou épisodique de la plus grande partie de l'aire marginale* lors de la phase de précipitation massive des évaporites inférieures.

III) *Les étapes du confinement et l'évolution des milieux de dépôt.*

Tous les auteurs s'accordent à admettre que les évaporites du bassin de Caltanissetta résultent du confinement d'une nappe d'eau originellement marine dont la profondeur initiale à la fin du Tortonien est controversée. Le présent travail n'apporte pas d'argument déterminant dans ce débat, sinon que la réduction bathymétrique est progressive jusqu'au début de la phase évaporitique et non brutale à la base du calcaire ; l'interstratification de calcaires provenant d'une réduction bactérienne de sulfates dans les diatomites en est le meilleur argument.

a) Le début du confinement.

La formation de laminites diatomitiques ou marneuses traduit une stratification du corps d'eau (stagnation et euxinisme de la tranche de fond) avec dépôt de sédiments laminés riches en matière organique ; les fortes accumulations biosiliceuses dans les parties marginales nous apparaissent en relation très probable avec des phénomènes de remontées d'eaux profondes assurant une forte productivité locale plutôt qu'avec des zones massives d'apports nutritifs d'origine continentale (absence totale de diatomées d'eau douce à saumâtre). *Une réduction progressive de la bathymétrie* provoquant l'arrêt du fonctionnement des résurgences côtières *et une intensification du confinement* se marquent vers le sommet de la formation ; parallèlement, on note un enrichissement progressif en calcaire dont la généralisation sur une grande partie du bassin traduit alors l'installation de milieux divers caractérisés par une très faible profondeur et une salure relativement élevée (sédiments d'origine algaire possible, calcitisation de sulfate de calcium en milieu encore épisodiquement réducteur, phénomènes de dolomitisation, phénomènes de bréchification liés probablement à des émersions ou à des dissolutions d'intercalations sulfatées).

Aucune donnée d'observation n'est encore disponible au niveau des bassins profonds, à l'exception de la marge baléare (site 372) où des laminites précèdent la sédimentation évaporitique.

Le contexte sédimentologique incite à considérer que la stagnation de la tranche de fond correspond à un gradient de densité dû à l'accumulation d'eaux plus salées. Ce mécanisme est proposé par Cita *et al.* (1978) pour les laminites du site 372.

b) La phase de précipitation évaporitique.

Les sédiments gypso-anhydritiques présentent, dans le terme supérieur notamment, une zonalité : dépôts primaires sous-aquatiques (gypse sélénite, gypse finement lité) dans l'ensemble du bassin ;

Source : MNHN, Paris

croissances diagénétiques précoces de nodules anhydritiques ultérieurement réhydratés dans certaines zones marginales ; transformation dia- ou épigénétique de gypse cristallin ou lité en gypse nodulaire à précurseur anhydritique dans la partie la plus centrale. La croissance d'anhydrite nodulaire en relation avec des circulations de fluides concentrés est vraisemblable dans les termes inférieur et salifère.

La cristallisation se produit dans des milieux résiduels d'origine marine et de faible profondeur soumis à des variations de salinité cycliques et de périodicité différente : saisonnière (gypse finement lité, éventuellement halite litée) ou d'ordre supérieur (séquences d'évaporation du terme supérieur). Des indices de dessalure apparaissent dans le terme supérieur et s'intensifient (faune, flore, géochimie des chlorures et des sulfates) vers le sommet. La présence d'indices d'émersion localisée sont indéniables mais ils ne se manifestent pas en fin de séquence.

c) La phase postévaporitique et le passage mio-pliocène.

L'individualisation des sédiments détritiques ou Arrenazzolo à microfaune appauvrie d'affinités saumâtres traduit l'intensification d'un processus de dilution du milieu déjà sensible dans les séquences sous-jacentes ; elle marque dès sa base la prédominance des apports continentaux et *une inversion du bilan hydrologique qui assure la disparition définitive des conditions évaporitiques* plutôt que l'initiation d'une nouvelle séquence avortée.

Le début du Pliocène marque le rétablissement d'un milieu marin ouvert dont la profondeur, bien que controversée, est relativement importante et le repeuplement par une microfaune marine.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Chapitre III

LES BASSINS PÉRIPHÉRIQUES OCCIDENTAUX A FORMATION ÉVAPORITIQUE RÉDUITE (ESPAGNE MÉRIDIONALE, ALGÉRIE)

Certains bassins néogènes du Levant espagnol et d'Algérie septentrionale ont enregistré l'épisode évaporitique finimiocène sous la forme de niveaux exclusivement gypso-anhydritiques dépourvus d'intercalations halitiques et d'épaisseur réduite (400 mètres au maximum) ; l'existence et la position stratigraphique du terme salifère du bassin de Grenade et du Hodna (Guiraud, 1973) méritent encore d'être précisées. Les bassins d'Espagne méridionale sont nés d'une phase de distension postérieure au paroxysme orogénique qui affecte les cordillères bétiques entre le Serravallien et le Tortonien.

Le bassin du Chélif a été le siège d'une sédimentation mio-pliocène très épaisse (jusqu'à 4 000 mètres pour le Miocène) ; sa comparaison avec le bassin algéro-provençal n'en est que plus intéressante.

I. — ESPAGNE MÉRIDIONALE

D'Alicante à Grenade, le Miocène terminal évaporitique affleure dans un certain nombre de bassins intramontagneux subdivisés en deux types (fig. 17), en fonction de leur position par rapport au domaine évaporitique de Méditerranée occidentale d'une part, des successions lithologiques et des caractères pétrographiques des évaporites d'autre part (Rouchy, 1976 b, 1980 b) ; les bassins proximaux (ou internes) par rapport au bassin évaporitique principal (Murcie-Alicante, Sorbas-Tabernas, Carboneras, Campo d'Almeria) et les bassins distaux (ou externes ; Abanilla, Alcantarilla, Albama de Murcia, Totana, Lorca et enfin Grenade).

A. — Les bassins proximaux : exemple du bassin de Murcie-Alicante

Les travaux détaillés de Montenat (1973 a et b, 1977) comportant une cartographie à 1/100 000 de cette partie du Levant espagnol, ont dégagé la répartition des divers corps sédimentaires et ont servi de point de départ pour ce travail ; la formation évaporitique messinienne occupe une aire extrêmement réduite au centre du bassin (secteurs de San Miguel de Salinas et de Benejuzar, fig. 17 et 18) qui représente la bordure d'un bassin plus étendu qui se développe en direction de la mer et communique avec le bassin algéro-baléare au sud de l'isthme minorquais.

1) *Stratigraphie et agencement des faciès.*

a) La succession verticale des faciès au centre du bassin.

Dans la région de San Miguel de Salinas-Torremendo, la succession suivante peut être observée de la base vers le sommet.

Source : MNHN, Paris

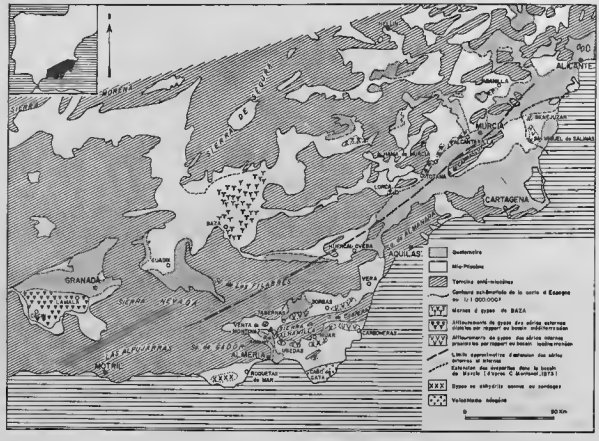


FIG. 17. — Carte de localisation des principaux bassins évaporitiques d'âge Miocène supérieur en Espagne méridionale. Le trait fort et continu correspond à la limite entre les bassins proximaux et distaux.

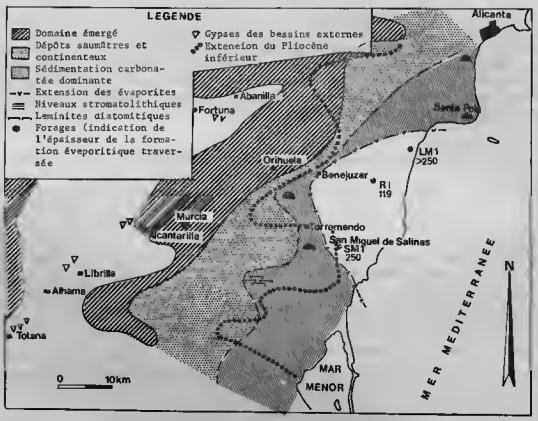


FIG. 18. — Carte de répartition des différents faciès du Miocène terminal et du Pliocène inférieur dans le bassin de Murcie (Espagne méridionale ; d'après MONTENAT, 1977, modifié).

Source : MNHN, Paris

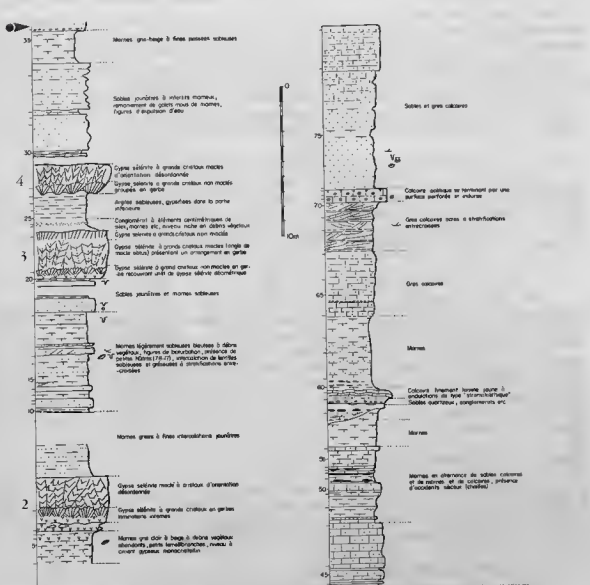


FIG. 19. — Coupe des formations gypseuse et supragypseuse de San Miguel de Salinas-Torremendo (barranco du km 16 de la route de Orihuela à San Miguel de Salinas ; d'après ROUCHY et PIERRE, 1979, modifié). Les bancs gypseux sont numérotés en accord avec la carte de la figure 20A. La position des prélèvements est indiquée à gauche de la colonne lithologique.

Source : MNHN, Paris

1. — Les marnes préévaporitiques ; les marnes de Torremendo (atteignant 600 mètres d'épaisseur).

Elles sont totalement *dépourvues d'intercalations de laminites* diatomitiques et renferment une microfaune marine dont l'abondance et la diversité diminuent régulièrement vers le sommet de la formation où s'observe localement un enrichissement en matériel biocalcarénitique fin. Les 200 mètres supérieurs appartiennent à la biozone à *G. mediterranea*. La phase argileuse comporte une forte proportion de smectite associée généralement à une chlorite dégradée.

Au sommet, au contact des gypses, s'individualisent des marnes très sombres, riches en matière organique et passant sur un décimètre à une lumachelle partiellement gypsifiée à Gastropodes et Lamellibranches riche en *Cardiaceae* (Rouchy et Freneix, 1979).

2. — La formation gypseuse : gypses de San Miguel (80 mètres d'épaisseur à l'affleurement).

Quatre bancs gypseux principaux (2 à 10 mètres d'épaisseur) auxquels s'ajoutent deux bancs supplémentaires récemment mis en évidence plus à l'est en direction de la mer actuelle, alternent avec des marnes, des marnes sableuses et des sables. L'extension à terre montre en réalité deux zones (§ b, 2) à sédimentation gypseuse : San Miguel de Salinas au Sud et Benejuzar au nord-ouest ; elle se prolonge au nord jusqu'à La Marina où un forage a trouvé plus de 250 mètres d'évaporites.

3. — La formation supragypseuse (fig. 19).

Elle est composée presque intégralement par des grés et des sables calcaires ou quartzeux, parfois grossiers, à passées fréquentes de conglomérats à matériaux de substratum bétique. A 30 mètres du toit des évaporites, s'individualisent, au-dessus d'un horizon conglomératique, un niveau stromatolithique (2 mètres d'épaisseur) et à 50 mètres environ, des marnes blanchâtres directement surmontées par un niveau oolitbique à stratifications entrecroisées et surface indurée et perforée. Les échantillons récoltés ne présentant pas de microfaune caractéristique, nous adopterons cette surface comme limite mio-pliocéne comme l'ont proposé Bizon *et al.* (1972), bien qu'elle soit contestée par Martinez-Diaz et Perconig (1977) qui incluent cet ensemble dans le Messinien ; l'épaisseur du Pliocène inférieur serait dans cette hypothèse réduite à quelques mètres.

b) Les variations latérales et enchaînement des faciès.

Des variations importantes de faciés définissent à partir du centre vers la bordure du bassin la zonalité suivante : évaporites dans l'aire centrale, auréole périphérique de calcaires biodétritiques — sous réserve de corrélation fine qui reste à établir — organogénes et à édifices récifaux et enfin auréole externe à faciès régressifs (marnes à buitres) et faciès continentaux (fig. 18).

1. — L'aire d'extension des évaporites.

La formation gypseuse occupe la partie centrale du bassin d'extension réduite et présente un épaississement extrêmement rapide (de 80 mètres à l'affleurement à 250 mètres au sondage de San Miguel implanté à moins de 1 kilomètre) en direction des parties les plus subsidentes du bassin vers la mer actuelle.

De la base vers le sommet, la formation évaporitique est caractérisée tout d'abord par un épaississement et un étalement concomitants des 4 bancs inférieurs (fig. 20 B), puis une restriction du domaine sédimentaire au niveau des bancs supérieurs qui ne s'individualisent plus qu'en position de plus en plus centrale dans le bassin conduisant aux épaisseurs importantes dans cette zone (sondage de San Miguel).

2. — Les relations évaporites-calcaires marginaux.

La cartographie fine des bancs de gypse (fig. 20, B) permet de préciser les relations géométriques avec les termes carbonatés marginaux ; elle démontre tout d'abord une coïncidence étroite entre les maximums d'épaisseur de chacun des bancs (10 mètres) et les parties les plus centrales du bassin où

Source : MNHN, Paris

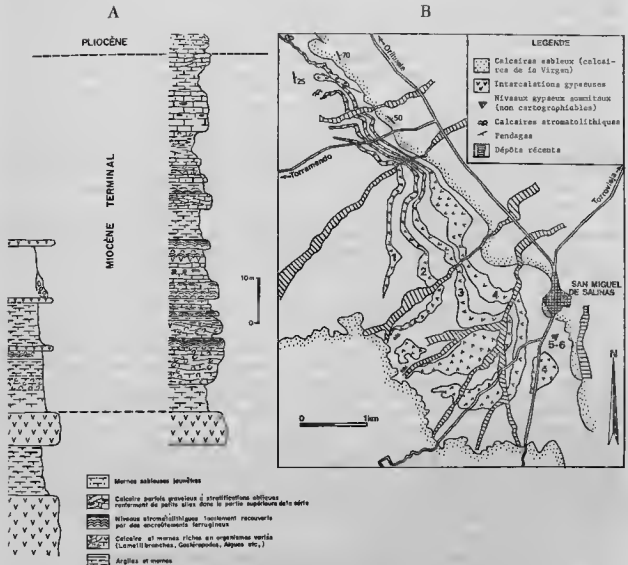


FIG. 20. — A. — Coupes schématiques montrant les relations entre les gypses et les carbonates à niveaux stromatolithiques dans les carrières de Benejuzar. B. — Cartographie détaillée des bancs de gypse dans la région de San Miguel de Salinas, levée en 1977. Elle diffère des documents déjà publiés par la prolongation des bancs de gypse vers le Nord qui indique, en outre, un étalement de la sédimentation gypseuse au cours du dépôt des quatre premiers bancs. En fait, la langue n° 4 pourrait être cartée plus loin au NW.

Source : MNHN, Paris

persiste une sédimentation marneuse dans les intervalles non évaporitiques ; le biseautage sédimentaire *effectif* de presque tous les bancs est observable en direction des marges carbonatées et se produit soit très rapidement (sud), soit au contraire de manière plus progressive vers le nord. Leur extension définit bien la géométrie des milieux évaporitiques originels. A leur limite extrême d'extension, les gypses disparaissent dans une masse calcarénitique dans laquelle ils paraissent relayés par des niveaux stromatolithiques observés systématiquement, que ce soit à San Miguel de Salinas ou à Benejuzar (fig. 20, A). Dans cette dernière région, les bancs de gypse se biseautent aussi très brutalement (de 15 à 1 mètre sur une distance inférieure à 500 mètres) au sein des calcaires biodétritiques divers à faune marine (Bivalves, Echinides, Serpulidés, plus rarement Coralliaires) et stromatolitbiques. Récemment, Montenat *et al.* (1981) ont repris l'étude de cette faune, confirmant son caractère marin ; l'étude détaillée des stromatolithes a été réalisée par Monty (1980) qui a montré entre autres des épisodes non marins et des phases d'émersion-dessication (« mud-cracks ») également signalées par Montenat (1973 a). Ces stromatolithes constituent donc l'enveloppe des milieux évaporitiques, se prolongeant vers l'intérieur sur des distances très faibles, soit à la base des bancs de gypse, soit localement à leur sommet. Ces carbonates marginaux dont nous venons de voir les relations avec les gypses, forment une auréole périphérique extrêmement étendue (voir fig. 18).

Ils sont en fait caractérisés par une progradation centripète ; le déplacement des lentilles progradantes débute précocement sur les marges avant même le début de la sédimentation évaporitique et se poursuit vers la partie centrale pour atteindre la limite d'extension des évaporites au niveau des bancs inférieurs et les recouvrir dans la coupe de San Miguel-Torremendo (fig. 19) au-dessus du banc nº 4.

3. — Les édifices récifaux à Coralliaires et leurs rapports avec les évaporites : exemple du récif de Santa-Pola.

Il s'agit d'une anomalie morphologique subcirculaire de 5 kilomètres de diamètre (pl. III) ennoyée dans sa partie occidentale sous les dépôts plus récents et limitée sur toute la demi-circonférence orientale par un escarpement de 100 mètres de hauteur présentant une pente de 50º au moins, ou parfois parfaitement verticale et entaillée par un réseau de tbalwegs perchés d'orientation radiaire. Bien que la base de l'édifice ne soit pas observable à l'affleurement, on peut considérer qu'il repose sur une culmination de substratum par l'intermédiaire de calcaires à Litbothamniées observés à l'est dans l'île de Tabarca par Montenat (1973) ; son âge messinien est donc seulement déduit de ses relations latérales avec les autres formations du bassin de Murcie. L'édifice actuellement observable correspond en réalité à la superposition de deux ensembles : un récif à Coralliaires surmonté par un « récif végétal » à stromatolithes, séparés par une surface d'érosion et de karstification sur laquelle des restes de tortues terrestres ont été découverts (Montenat, 1973).

3.1. — Le récif à Coralliaires.

Des études extrêmement précises ont été réalisées depuis plusieurs années par la Compagnie Française des Pétroles (Maurin *et al.*, 1980 et communications personnelles) et exposées dans plusieurs réunions et écoles de terrain. L'étude que j'ai réalisée sur cet édifice étant rapide et moins détaillée, j'utiliserai ces résultats qui apportent des éléments importants de comparaison avec les édifices étudiés dans d'autres régions.

Par sa forme générale et son éloignement du rivage messinien reconstitué à partir de la limite d'extension des faciès continentaux (10 kilomètres environ), il s'apparente à un récif de type atoll, bien que l'existence réelle d'un lagon soit difficile à établir en raison du recouvrement par les stromatolithes ; les tbalwegs radiaires correspondent à d'anciennes passes récifales (11 ont été répertoriées) livrant passage à des sables à *Halimeda* qui s'accumulent au débouché. La présence de grottes sous-marines dans lesquelles se développent des formes spécialisées de constructeurs ainsi que des crêtes verticales comparables à celle pbotographiées par Goreau et Land (1974) dans les récifs actuels de la Jamaïque sont également décrites par ces auteurs. La préservation de ces structures originelles permet donc d'assimiler la falaise périphérique au tombant récifal.

Le genre *Porites* forme 90 % des communautés de coralliaires constructeurs.

Source : MNHN, Paris

3.2. — Le « récif végétal » à stromatolithes.

Les stromatolithes se développent donc dans la partie supérieure du récif et sur les flancs, en dômes de grande taille (atteignant 2 mètres de hauteur et 4 ou 5 mètres de largeur) ; ils présentent parfois des vestiges de filaments algaires microscopiques et des fantômes de cristaux lenticulaires de gypse.

Les rapports géométriques et chronologiques entre les deux ensembles ont récemment fait l'objet d'hypothèses différentes qui peuvent à la limite conditionner l'interprétation de la crise de salinité messinienne.

Esteban (1979) admet une interstratification de niveaux stromatolithiques et d'horizons à Coralliaires, reliée à des pulsations eustatiques du niveau marin au cours de l'épisode évaporitique, provoquant alternativement l'arrêt de la croissance récifale et la colonisation du milieu par les constructions cyanobactériennes ; à l'opposé, Maurin *et al.* (1980 ; diverses communications orales et observations personnelles) montrent que les stromatolithes constituent une masse homogène avec probablement une périodicité interne, enveloppant les flancs du récif et le recouvrant partiellement ; la différence entre ces interprétations est comparable à la différence existant entre une « tranche napolitaine » et une « pêche melba ». L'observation des flancs des ravins montre que les stromatolithes qui ont probablement colonisé le récif par migration ascendante, ont pu se développer localement sur des irrégularités topographiques telles que des replats, des gorges, des plans horizontaux (etc.) conduisant à l'illusion optique d'une interstratification ; l'autre fait déterminant à l'appui de la 2e interprétation est l'existence au sommet du récif à Coralliaires d'une surface irrégulière de karstification, associée localement à une rubéfaction antérieure à l'installation des stromatolithes ; la hauteur affectée par la karstification pourrait être d'environ 80 mètres au minimum. Cette hypothèse, plus conforme aux faits d'observation, conduit d'une part à rejeter l'image inhabituelle d'une niche écologique commune aux Coralliaires et aux algues cyanophycées et d'autre part à admettre trois périodes distinctes par les caractères sédimentaires et écologiques :

1) une période de construction récifale exigeant des conditions marines ouvertes mais avec une dégradation de certaines conditions du milieu conduisant au peuplement monospécifique à *Porites* (voir ch. VI) ;

2) une phase caractérisée par des émersions plus ou moins durables de l'édifice et déterminée par un régime de fluctuations du niveau aquatique dans le bassin, en relation avec le dépôt des évaporites ; de cette phase datent les processus de karstification et de bréchification du récif ; au cours des épisodes de remise en eau, se produit une colonisation progressive par les tapis à Cyanophycées de milieux dépourvus, en raison de la rigueur des conditions écologiques (profondeur, salinité, etc.), de concurrence écologique ;

3) une phase de remise en eau progressive au cours de laquelle les tapis à Cyanophycées colonisent une partie importante de l'édifice.

Une évolution comparable sera également décrite dans le bassin du Cbélif (Cb. 111). Il faut noter que Monty *et al.* (1980) ont décrit le mode de formation des « endostromatolitbes », figures biodiagénétiques postérieures au récif animal, se formant au moins de nos jours ; ces formes ont peut-être été à l'origine de confusions sédimentologiques.

4. — La formation diatomitique : relations avec les évaporites, implications bathymétriques.

Les diatomites, appartenant à la biozone à *G. mediterranea*, sont localisées dans un secteur particulier (col de los Ginovinos) situé à 10-15 kilomètres de la bordure sud-est du bassin évaporitique ; elles semblent même appartenir à une entité paléogéographique qui, au Tortonien, était distincte du bassin de San Miguel-Benejuzar caractérisé par une épaisseur très importante de marnes tortoniennes à messiniennes mais aussi par l'absence complète de gypse.

Source : MNHN, Paris

Elle est composée de 6 bancs de diatomites dont l'épaisseur varie de 1 à 5 mètres, intercalés dans des marnes à petits lamellibranches et à microfaune planctonique ; l'examen microscopique des diatomites révèle une proportion très importante de Diatomées et de quelques Coccolithes dont *Coccolithus pelagicus* considéré comme caractéristique d'eaux froides. Elles renferment en outre une riche ichthyofaune dans laquelle prédominent les Myctophidés (Arambourg et Montenat, 1968), qui exigent une profondeur supérieure à 600 mètres mais qui peuvent migrer (la nuit) dans les régions côtières de faible profondeur (Gaudant, 1977) ; les populations de Radiolaires (Caulet, communication orale) indiqueraient ici des phénomènes de remontées d'eaux profondes.

5. — Les formations saumâtres à continentales marginales (d'après Montenat, 1973, 1977).

Ces formations constituent l'auréole la plus éloignée des évaporites qui n'a pas été étudiée personnellement, il s'agit tout d'abord de marnes à huîtres qui se développent au détriment des calcaires précédemment décrits, puis d'argiles rouges et de brèches grossières qui frangent la bordure des reliefs de socle bétique.

6. — Les modalités de relation mio-pliocène (fig. 18).

On remarque que l'extension du Pliocène inférieur ne dépasse que localement (partie septentrionale notamment) celle des calcaires marginaux, se situant dans de nombreux cas nettement en retrait, et qu'il apparaît toujours en faciès littoral. L'obliquité des contours atteste une réorganisation paléogéographique avant le début du Pliocène ; toutefois, une continuité à la fois géométrique et sédimentologique caractérise la partie étudiée du bassin (fig. 19) bien que des discordances, telles que des emboîtements des terrains pliocènes en contrebas du Messinien surélevé et érodé, soient signalées dans les parties marginales du bassin par Montenat (1977).

II) *Étude sédimentologique des évaporites.*

Les bancs gypseux comportent presque exclusivement deux faciès — sélénite et nodulaire — décrits dans un certain nombre de travaux (Rouchy, 1976 b, 1980 b ; Shearman et Orti-Cabo, 1978 ; Orti-Cabo et Shearman, 1978 ; Rouchy et Pierre, 1979). Malgré son caractère de sédimentation répétitive marno-gypseuse, aucune séquence comparable à celle de Sicile n'a pu être mise en évidence.

a) Le gypse sélénite : description et interprétation.

Divers habitus cristallins peuvent être observés : cristaux maclés selon (100) à angle de macle aigu ou obtus et orientés perpendiculairement à la stratification (fig. 21, A, B), cristaux à développement préférentiel d'une demi-macle, obliquement à l'axe C (fig. 21, D, E), agrégats de monocristaux formant des coupoles (fig. 21, C). L'absence de zonalité locale de ces différents types ne permet pas, au moins pour l'instant, de leur accorder de signification en termes de paléomilieux.

Ces bancs épais de gypse sélénite présentent fréquemment dans les carrières de Benejuzar et de San Miguel de Salinas une configuration très irrégulière (pl. 4, A) en dômes, en piliers ou en murs de dimensions variées atteignant 10 mètres de hauteur et quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de largeur (Rouchy, 1976 ; Rouchy et Pierre, 1979 ; Maurin, 1980) ; ils sont séparés par des intervalles marneux de même nature que les sédiments sous et sus-jacent. Le prolongement très net des plans de stratification (pl. 4, A) des marnes dans la masse gypseuse *confirme qu'il s'agit de morphologies primaires liées à la croissance du gypse et non d'un phénomène de karstification résultant d'une émersion à la fin de l'épisode gypseux*, suivi d'un remplissage marneux postérieur.

D'autre part, à l'intérieur du gypse lui-même, peuvent être observées des masses de marnes identiques à celle qui remplissent les dépressions entre les piliers et qui présentent des formes et des dimensions variées (pl. 4, A, B, C). Certaines ont une allure résiduelle qui pourrait suggérer une assimilation incomplète au cours de la croissance du gypse ; d'autres, à l'opposé, montrent un biseautage des bancs marneux contre une surface gypseuse inclinée et rubéfiée, indiquant l'ennoyage progressif

Source : MNHN, Paris

d'une morphologie induite par le gypse (pl. 4, B). Il apparaît donc que la construction de ces piliers s'est réalisée par phases de cristallisation successives et irrégulières de masses de gypse avec assimilation ou non de sédiment encaissant et de dépôt de marnes dans les dépressions adjacentes. Le développement de telles structures peut résulter de deux types de processus non exclusifs : croissance locale primaire de coussins superposés induite originellement par des irrégularités morphologiques positives du substrat ou bien développement diagénétique de gypse au sein des marnes. Parmi les facteurs créateurs de ces irrégularités morphologiques, citons d'éventuelles constructions stromatolithiques (voir Ch. VI) ou bien une tectonique synsédimentaire ; un alignement des structures parallèlement à des directions tectoniques a été observé sur le terrain.

Notons que certains types de gypse sélénite semblent correspondre à une croissance primaire libre sur le fond tandis que d'autres (Rouchy, 1976 a et b) se développent très précocement au sein même du sédiment marneux (fig. 21, G). Certains bancs présentent en outre des déformations entérolithiques spectaculaires (fig. 21, F) près de leur limite d'extension, laquelle, d'une manière assez générale, intervient par un contact franc et oblique, au sein des marnes encaissantes, suggérant une relation avec des phénomènes phréatiques (croissance à l'intérieur du sédiment).

La base de la masse inférieure débute par un lit décimétrique de gypse sélénite « trouble » présentant un litage interne et montrant au microscope des fantômes de corpuscules circulaires ou allongés qui évoquent, sans qu'il soit possible d'en affirmer l'équivalence stricte, les filaments de Cyanophycées décrits dans les formations de Méditerranée orientale (Ch. IV, pl. 11).

b) Le gypse nodulaire : description et interprétation.

Deux types de gypse nodulaire se développent directement dans les intervalles sélénitiques : des nodules subsphériques décimétriques, isolés ou coalescents, montrant des vestiges d'arrangement cristallin radiaire et recoupant à l'emporte-pièce les cristaux de gypse sélénite d'une part et un gypse nodulaire, blanc, microcristallin (albâtre ou alabastrite) d'autre part ; ce second type envahit progressivement les bancs de gypse sélénite sous forme de « cheminées » verticales ou de bandes subparallèles (pl. 5, A) au litage général (Maurin, lors d'une communication à la réunion de la R.C.P. 459 à Lyon a signalé le caractère légèrement sécant de certaines de ces bandes) indiquant un contrôle par des phénomènes phréatiques ; à l'échelle de l'échantillon (pl. 5, B), on observe l'invasion progressive d'un cristal-hôte avec préservation dans un premier temps des directions cristallographiques principales, puis acquisition d'une texture massive et irrégulière de type « chicken-wire » lorsque la transformation est complète. Les deux types observés résultent de l'hydratation d'une anhydrite originelle préservée à l'état de reliques (< 50 μm) regroupées en feutrage caractéristique.

Deux hypothèses peuvent être envisagées : *a*) diagenèse anhydritique précoce et subaérienne du gypse liée à une émersion immédiatement après leur dépôt (Shearman et Orti-Cabo, 1978) et rehydratation postérieure en gypse, *b*) diagenèse anhydritique plus tardive liée à l'enfouissement et à l'intervention de nappes profondes (Rouchy, 1976 b, 1980 b). Dans les deux cas, la réhydratation en gypse intervient tardivement (en présence d'eaux météoriques). A l'appui de la deuxième hypothèse, notons :

1) la localisation des gypses nodulaires dans les niveaux épais au centre du bassin et au contraire leur absence paradoxale dans les parties marginales où la présence de dépôts stromatolithiques et de figures d'émersion indiquant des sites privilégiés pour l'installation de milieux de type « sabkha » ;

2) une zonation depuis les gypses non transformés (sur les marges), partiellement transformés (au centre des bassins émergés) et complètement transformés en anhydrite (sondages situés en position plus centrale) définissant une relation avec un enfouissement croissant.

L'absence d'une couverture sédimentaire suffisamment épaisse pour atteindre la limite de stabilité de l'anhydrite (700 mètres pour Murray, 1964) peut être compensée par un gradient thermique localement élevé (cf. séismicité) ou une forte concentration des fluides interstitiels (Posnjak, 1940 ; Hardie, 1967 ; Rouchy et Pierre, 1979). Les figures de glissement, le basculement impliqué par l'obliquité des alignements de nodules gypseux par rapport au litage, le gypse fibreux (voir *infra*) sont autant d'arguments tectoniques qui militent dans le sens de l'élévation du gradient thermique.

Source : MNHN, Paris

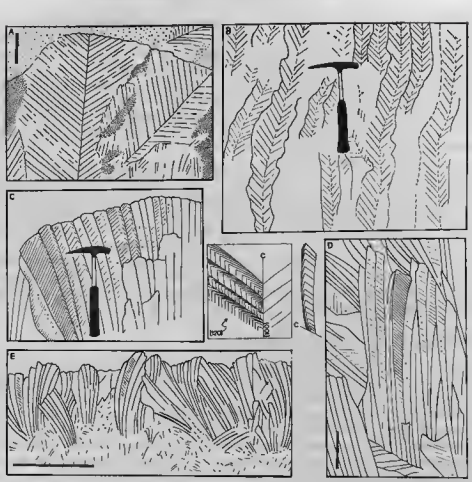


Fig. 21. — Quelques aspects pétrographiques des gypses sélénite du bassin de Murcie (Espagne méridionale). A. — Cristaux maclés selon le plan (100) à angle de macle obtus et allongés perpendiculairement à la stratification. B. — Cristaux de grande taille (plusieurs mètres de haut) à allongement sinueux dans le plan vertical. C. — Enchevêtrement de cristaux en surface de bancs constitués chacun par le développement d'une demi-mâcle obliquement à l'axe C. D. — Même phénomène. L'interprétation cristallographique de ces deux types de gypse qui figure au centre a été proposée par Shearman et Orti-Cabo (1978). E. — Agencement en coupoles de monocristaux. F. — Observation des relations entre les cristaux de gypse et les sédiments encaissants, noter : 1) le caractère euhédral des individus cristallins qui montrent des figures d'interpénétration avec le sédiment marneux encaissant, 2) que les grands cristaux paraissent « germer » à partir de lit de cristaux lenticulaires, 3) que la crête des cristaux est érodée avant le dépôt du terme marneux sus-jacent. L'ensemble de ces caractères indique une croissance précoce à l'intérieur d'un sédiment préexistant. G. — Contournements entérolithiques dans un banc de gypse sélénite.

Source : MNHN, Paris

c) Les autres types de gypse.

Soulignons la rareté ou l'absence de gypse laminé et de gypse détritique ; parmi les autres variétés, existent les grands cristaux lenticulaires de diagénèse plus tardive au sein des marnes, du gypse fibreux en veines ou en filonnets parallèles ou sécants sur le litage. Shearman *et al.* (1972) ont montré l'origine diagénétique et partiellement contrôlée par la tectonique (« hydraulic jacking ») de ce type de gypse.

Des rides dissymétriques de courant signalées par Montenat (1973) sont observables dans un gypse à cristaux lenticulaires centimétriques dont l'abrasion des crêtes au creux des structures témoigne de leur caractère précoce.

III) *Conclusion. Reconstitution du fonctionnement du bassin.*

L'étude de ce bassin permet, dans une aire restreinte, de dégager un certain nombre de traits sédimentologiques et paléogéographiques de l'épisode évaporitique messinien.

a) La sédimentation préévaporitique.

Au début du Messinien, la zonalité horizontale des faciès est contrôlée par une différenciation paléogéographique accusée, attestée par :

— une auréole périphérique de calcaires organogènes et organodétritiques comportant plusieurs édifices récifaux à Coralliaires dont le récif circulaire de Santa Pola,

— une vaste zone à sédimentation marneuse épaisse et monotone déposée dans une tranche d'eau marine caractérisée, à l'inverse des autres bassins messiniens, par *l'absence d'indice certain d'un confinement* (inexistence de laminites) qui témoigne de la permanence d'un régime de circulations s'opposant à la stagnation de la tranche de fond.

— une aire marginale très localisée (col de los Ginovinos) au sud-ouest du bassin caractérisée par des dépôts cycliques de diatomites probablement en relation avec un mécanisme de remontées d'eaux profondes provoquant une très forte productivité phytoplanctonique superficielle et le développement local de milieux confinés appauvris en oxygène.

En s'élevant dans la série, une dégradation des paramètres physico-chimiques du milieu (réduction bathymétrique, fluctuations de salinité) s'observe dans la microfaune. Parallèlement, les corps carbonatés détritiques amorcent une progradation vers l'intérieur du bassin ; la formation diatomitique est alors recouverte par des calcaires littoraux. Ces faits démontrent *un abaissement progressif du niveau aquatique et une restriction du domaine sédimentaire.*

b) La sédimentation évaporitique.

Cette rétraction de l'aire de sédimentation (50 % au moins dès l'initiation du processus évaporitique) entraîne un double phénomène de progradation des différents corps évaporitiques vers les parties centrales les plus subsidentes du bassin, suivi par la migration des carbonates détritiques marginaux vers l'aire résiduelle de sédimentation évaporitique attestant le diachronisme des dépôts gypseux et carbonatés (Montenat, 1977, observations personnelles). L'émersion consécutive d'une grande partie de l'aire marginale est attestée en particulier par la karstification du récif de Santa Pola. Les milieux résiduels de profondeur faible seront soumis à des fluctuations périodiques de salinité : alternances de phases de concentration et de dessalure.

Des masses de gypse cristallin d'habitus très variés précipitent à la fois à l'interface sédiment/saumure et dans la tranche superficielle de sédiments (sans exclure la possibilité de croissance subaérienne liée à des remontées capillaires qu'il est difficile de mettre en évidence). Une transformation partielle biphasée conduit ensuite à la formation de gypse nodulaire : développement d'anhydrite en relation avec l'intervention de saumures piégées très concentrées au cours de l'enfouissement suivi d'une réhydratation tardive au contact des eaux météoriques.

Source : MNHN, Paris

c) La sédimentation postévaporitique.

Il s'agit de dépôts littoraux (calcaires lumachelliques à faune marine, calcaires à stromatolithes, oolithes, sables et conglomérats) qui présentent encore localement un caractère marin (Benejuzar) mais des indices de dessalure et d'émersion. L'invasion par progradation ascendante (Monty *et al.*, 1980) des colonies stromatolithiques sur les flancs du récif de Santa Pola pourrait débuter pendant la phase évaporitique et se poursuivre au cours de la remise en eau progressive du bassin. La sédimentation détritique se poursuit au Pliocène supposé qui ne marque donc pas de modification importante des conditions de milieu, mais au contraire une restriction locale du domaine sédimentaire, eu égard à celle des termes préévaporitiques à la suite d'une réorganisation paléogéographique (fig. 17).

IV) *Comparaison avec les autres bassins proximaux.*

Les modalités d'enchaînement latéral des faciès apparaissent comparables dans les bassins situés au sud, à la périphérie de la Sierra de Alhamilla-Cabrera : Sorbas-Tabernas au nord, Carboneras-Campo de Nijar au sud et couloir du Rio Andarax à l'est.

Après les travaux que j'ai entrepris dans ces bassins (Rouchy, 1976 b), plusieurs études régionales plus détaillées et plus complètes ont été réalisées : monographie régionale de Ott d'Estevou (1980) et publications de l'équipe de l'Université d'Amsterdam (Dronkert, 1977, 1978 ; Pagnier, 1978 ; Roep et Van Harten, 1979 ; Roep *et al.*, 1979 ; Geerlings *et al.*, 1980) ; à ces travaux, il convient d'ajouter ceux de Montenat (1975), Iaccarino *et al.* (1975) et de Fournier (1980) pour l'aspect structural du bassin de Carboneras. Pour ce qui est de Sorbas, je renverrai donc le lecteur à ces travaux ; la figure 22A résume les successions lithologiques de ces différents bassins. Les évaporites de Carboneras présentent néanmoins des caractères originaux qui méritent d'être examinés.

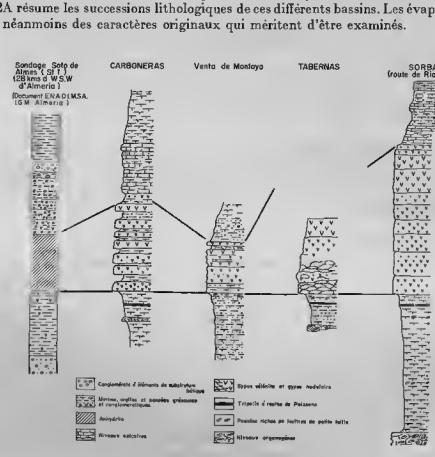


Fig. 22A. — Coupes des séries messiniennes des bassins proximaux d'Espagne méridionale.

Source : MNHN, Paris

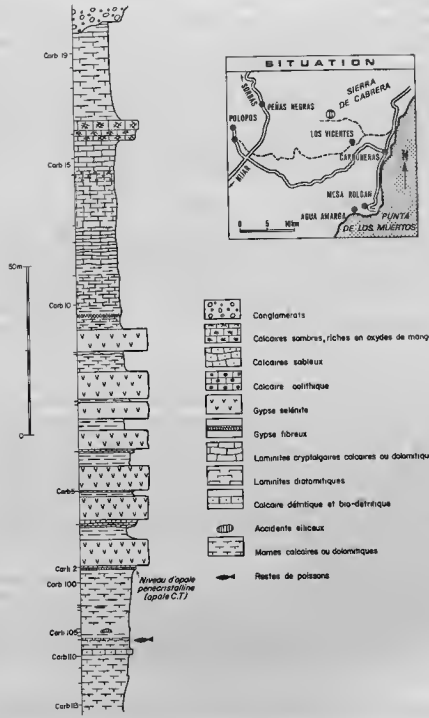


FIG. 22B. — Coupe de Carboneras (Espagne méridionale).

Source : MNHN, Paris

a) Description sommaire (fig. 22).

La série messinienne du bassin de Carboneras présente la succession classique : à la base, des marnes à intercalations diatomitiques et des calcaires construits sur les marges (Sierra de Cabrera et Níjar) et les points bauts (Mesa Roldán) — ces calcaires montrent d'importants phénomènes de progradation (Bernet-Rollande et Maurin, 1980) —, puis la formation gypseuse (60 m environ, fig. 22, B) et enfin une formation postgypseuse composée de calcaires sableux, de calcaires oolithiques (oolithes recristallisées de diamètre supérieur à 500 µm) et de calcaires vacuolaires noirs riches en oxydes de manganèse. Notons que les diatomites, comme à Sorbas ou à Tabernas au Nord (Rouchy, 1976 b), sont d'épaisseur très réduite (1 mètre) et sous forme d'intercalations décimétriques situées près de la base des évaporites au contact desquelles apparaît, à Carboneras, un niveau blanc farineux composé de sphérules d'opale pénécristalline (opale C.T., Pl. 5, J).

b) Aspects pétrographiques de la formation évaporitique.

Elle est composée par la superposition de 7 séquences comportant de la base vers le sommet : des marnes (1 à 3 m), des calcaires souvent dolomitiques finement laminés, très riches en oxyde de manganèse (10 à 50 centimètres) et du gypse sélénite (3-8 mètres) ; malgré l'absence totale de vestiges algaires préservés en raison d'un intense cristallisation, ces calcaires et calcaires dolomitisés peuvent être assimilés à des niveaux stromatolithiques ; la lamination est déformée par la croissance diagénétique précoce de cristaux de gypse (< 1 cm) lenticulaires ou à section trapézoïdale, remplacés par de la calcite microsparitique, par réduction dans un milieu algaire riche en matière organique.

c) Comparaison avec les autres formations.

Chaque séquence semble correspondre ici au confinement d'une tranche d'eau dont les caractéristiques sont difficiles à préciser, compte tenu de l'extrême rareté de la microfaune ; la précipitation massive de gypse (sélénite uniquement) est seulement précédée par l'installation de tapis à Cyanophycées lorsque les conditions de milieu deviennent défavorables. Ce type de séquences diffère de celui observé en Sicile — probablement contrôlé par une évolution plus graduelle des paramètres du milieu — mais également de celles des autres bassins d'Espagne. A Sorbas, le caractère séquentiel se marque principalement par des variations progressives des caractères cristallographiques des gypses intercalés dans les marnes et les laminites. A l'ouest de la Sierra de Alhamilla-Cabrera (vallée du Rio Andarax, lieu-dit la Venta de Montoya), les bancs de gypse sont intercalés sans transition dans des sédiments terrigènes relativement grossiers ; localement, l'un des bancs de gypse est séparé des sédiments sous-jacents par une discordance angulaire d'une valeur de 20°, témoignant peut-être ici d'une instabilité tectonique synsédimentaire.

Il apparaît donc que selon les bassins considérés ou même selon la position à l'intérieur d'un bassin donné, l'installation des conditions évaporitiques s'opère différemment ; elle peut être très graduelle dans des milieux protégés dans lesquels les conditions de salinité évoluent lentement, permettant des différenciations sédimentaires continues depuis le milieu marin jusqu'aux précipités salins, ou au contraire résulter de changements rapides des conditions hydrodynamiques telles que la cessation épisodique des apports terrigènes, permettant alors la concentration rapide de la tranche d'eau.

B. — Les bassins distaux : exemples des bassins de Lorca et de Grenade

Ces bassins (fig. 17) ont été le siège d'une sédimentation évaporitique échelonnée selon les cas (Montenat, 1973) de la fin du Tortonien (Abanilla, Librilla, Alhama de Murcia) au Messinien (Lorca, Grenade) : la formation présente une épaisseur réduite, sous forme d'un banc unique (15 mètres) ou de multiples intercalations décimétriques à métriques (Abanilla), à l'exception du bassin de Grenade où elle atteindrait 1 000 mètres selon Viennot (1930). Le retrait quasi définitif de la mer à la fin de

Source : MNHN, Paris

l'épisode évaporitique constitue un aspect commun à l'ensemble de ces bassins caractérisés en outre par des formations gypseuses très particulières dues à la nette prédominance du gypse nodulaire (Rouchy, 1976, 1980 ; Rouchy et Pierre, 1979).

I) *Le bassin de Lorca* (fig. 23 a).

Il s'agit d'une dépression intramontagneuse (fig. 17), d'environ 15 kilomètres de plus grande dimension, dont le remplissage sédimentaire, épais de 1 200 mètres au centre, débute au Tortonien (Geel, 1977 ; observations personnelles) par d'épaisses formations conglomératiques lie-de-vin ; la Sierra de la Tercia a joué le rôle de haut-fond fermant partiellement le bassin (à l'ESE) au début du Messinien ; sur le rebord méridional du massif, à l'extérieur du bassin, réapparaît une formation gypseuse de position stratigraphique imprécise (tortonienne à messinienne) située dans le prolongement des bassins de Totana-Alcantarilla (fig. 17, 23 a). La démonstration que cette plaine constituait en fait un axe haut au Messinien (Montenat, 1973) réduit considérablement les possibilités de communication de ces bassins avec le reste de la Méditerranée occidentale, communications qui ne pouvaient s'opérer que par un sillon étroit passant par le bassin de Murcie au Nord dont le fonctionnement a dû cesser précocement lorsque le confinement a commencé dans les bassins proximaux.

Il en résulte une évolution très précoce vers l'isolement. Au nord, une liaison a existé temporairement avec la dépression isolée de Caravaca, siège également d'une sédimentation évaporitique réduite, d'appartenance stratigraphique incertaine.

a) Succession verticale des faciès.

1. — La formation marneuse et diatomitique infragypseuse (« tripolis », fig. 23 b, pl. 5, C).

1.1. — Description lithologique et cadre biostratigraphique.

Reposant directement sur les conglomérats et la « molasse » calcaire tortonienne, s'individualise, au centre du bassin, une formation marneuse atteignant 600 mètres d'épaisseur, dont l'homogénéité disparaît progressivement (180 mètres sous la base des gypses) avec le début de la classique formation des tripolis. Les bancs de diatomites (de quelques centimètres à 1 mètre d'épaisseur, fig. 23, b) sont intercalés dans des marnes sableuses à passées calcaires, des grès et admettent fréquemment de fins horizons ferrugineux et quelques passées silicifiées. Ils disparaissent dans les 15 à 20 mètres supérieurs composés intégralement de matériel argilo-sableux à intercalations gypseuses.

L'ensemble des « tripolis » est intégralement compris dans la biozone à *G. conomiozea-mediterranea* et correspondrait à l'époque paléomagnétique 6 (Gersonde, 1980).

1.2. — Description pétrographique.

Les diatomites présentent un aspect papyracé résultant de l'empilement de lamines élémentaires de 0,1 à 1 mm, à composition diatomique, carbonatée (nanoplancton), argileuse ou mixte. Les sédiments extraits des anciens travaux d'exploitation du soufre et les passées silicifiées présentent une teinte sombre à noire, liée à l'abondance de la matière organique. Les débris charbonneux sont parfois abondants.

La composition de la phase argileuse est dominée par la smectite qui forme régulièrement 40 à 50 % des paragenèses, sauf dans la partie inférieure de la formation (< 20 %) et par l'illite ; la chlorite apparaît irrégulièrement et la kaolinite est pratiquement absente. Plusieurs faits importants peuvent être signalés :

— une certaine constance de l'ensemble smectite-chlorite dans les 3/4 supérieurs de la formation des laminites,

— la disparition de la chlorite dans les intercalations diatomitiques parallèlement à l'individualisation d'une smectite et d'une illite mal définies (écrasement et élargissement basal des raies

Source : MNHN, Paris

à 10 et 17 Å sur les échantillons traités à l'éthylène-glycol) ; la signification de ce phénomène sera abordée et discutée dans le chapitre de synthèse (fig. 68),

— une affirmation progressive vers le haut de la cristallinité des smectites.

Si la calcite est prédominante dans la fraction carbonatée (fig. 23), un enrichissement en dolomite se marque préférentiellement dans des intercalations diatomitiques d'une part et immédiatement à la base du gypse d'autre part.

1.3. — Contenu organique.

Les diatomées des échantillons que j'ai recueillis dans la coupe de La Serrata notamment (fig. 23) ont été étudiées par Gersonne (1980) qui a répertorié plus de 60 espèces parmi lesquelles dominent des formes marines, et en particulier *Thalassionema nitzschioides* très largement prédominant ; quelques formes caractéristiques de milieux oligohalins (*Melosira granulata*, *Fragilaria virescens*, *Navicula mutica*, etc.) apparaissent dans ces niveaux. Le nanoplancton n'est représenté que par *Coccolithus pelagicus* dans les diatomites pures tandis que certains niveaux dépourvus de diatomées sont cependant constitués exclusivement de Coccolithes (pl. 5, I) monospécifiques et de taille naine du genre *Reticulofenestra*.

L'ichtyofaune comportant *Alosa*, *Trachurus*, *Clupea* (Montenat et Bizon, 1975) diffère nettement de celle de Murcie.

En ce qui concerne les foraminifères, très rares dans les diatomites, une évolution se dessine, de la base vers le sommet, par la réduction de la diversité des assemblages, par la tendance au nanisme au niveau des formes planctoniques et parallèlement, par une augmentation de la proportion des benthiques (Bolivines, Bulimines, et épisodiquement *Ammonia beccarii*). Ce phénomène indique une réduction de la bathymétrie, confirmée par l'intercalation de niveaux stromatolitbiques et oolithiques (Geel, 1978) et l'installation de milieux à salinité variable.

2. — La formation évaporitique (15 mètres).

Elle est composée exclusivement de gypse massif, lité et surtout nodulaire (voir § II).

3. — La formation supraévaporitique.

Elle débute par des marnes et des argilites rouille à gypse passant vers le sommet à des conglomérats d'appartenance stratigraphique incertaine ; en l'absence de marqueurs caractéristiques, il n'est pas possible, en accord avec Geel (1978) et Manuputty (1978), de caractériser avec certitude le Pliocène inférieur.

b) Agencement des corps sédimentaires.

1. — Les édifices récifaux et leurs relations avec les autres termes litbologiques.

Ces masses récifales (50 à 80 mètres d'épaisseur), directement fixées sur les molasses tortoniennes basales, représentent des récifs frangeants dont la largeur oscille autour de 500 à 1 000 mètres, échelonnés sur toute la bordure méridionale (Cejo de los Enamorados, Pl. 5, C) et plus localisés sur la bordure orientale où prédominent, localement, les calcaires à Mélobésiées.

En l'état actuel des connaissances, seules des hypothèses peuvent être formulées concernant la datation de ces épisodes récifaux, qui pourrait aller du Tortonien supérieur à la partie inférieure seulement du Messinien ; l'individualisation au sommet du Messinien de niveaux stromatolithiques au centre du bassin et de niveaux évaporitiques dans les diatomites (voir ci-dessous, § 2) est incompatibles avec la poursuite d'une élaboration récifale sur les marges. Il serait à cet égard important de pouvoir dater l'épisode de karstification qui affecte cet édifice.

L'évolution la plus intéressante se dessine vers l'ouest entre la Serrata au centre du bassin (description ci-dessus) et le Cejo de los Enamorados (fig. 24) ; des relations comparables apparaissent néanmoins au nord et sur les flancs de la Sierra de la Tercia.

Source : MNHN, Paris

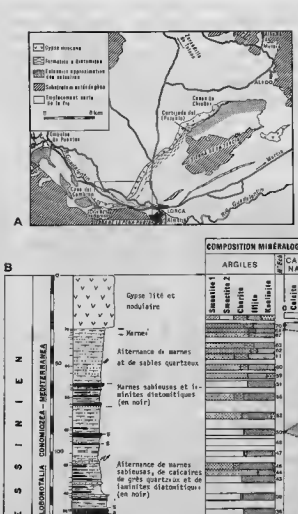


FIG. 23. — A. — Carte schématique du bassin de Lorca indiquant la position des sites d'observation mentionnés dans le texte. B. — Coupe de la Serrata : description lithologique et composition des fractions argileuse et carbonatée (la position des prélèvements figure à gauche de la colonne lithologique, les numéros d'échantillon sont indiqués de 5 en 5).

Source : MNHN, Paris

En direction des marges, la formation préévaporitique épaisse (voir ci-dessus) se biseaute selon un schéma classique par étalement des termes de plus en plus élevés dans la série (carte, fig. 24). Au sommet, les diatomites qui reposent directement sur les contreforts du récif deviennent plus massives par disparition des interlits marneux dominants dans les parties centrales, caractérisant ainsi une condensation de série (phénomène également observé dans le bassin du Chélif) ; ces diatomites dont l'extension, après une réduction progressive d'épaisseur, est très légèrement supérieure, demeurent toujours morphologiquement en contrebas du sommet de l'édifice récifal ; c'est également le cas pour le gypse sus-jacent.

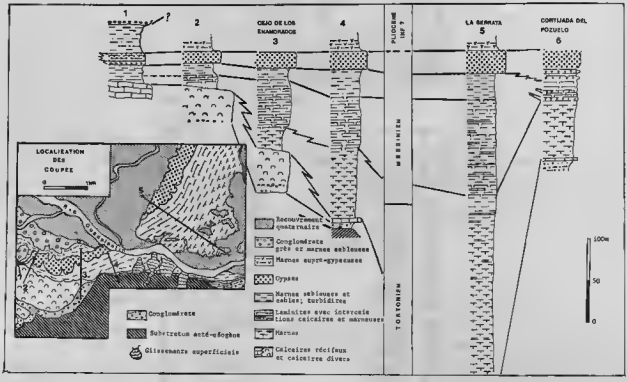


FIG. 24. — Coupes sériées montrant les variations latérales de la série tortonienne à messinienne selon un profil NE-SW (bassin de Lorca, Espagne méridionale).

2. — Les relations entre les diatomites et les gypses (fig. 24 et 25).

Si, d'une manière générale, la formation évaporitique massive s'individualise au sommet des diatomites, plusieurs niveaux de gypse nodulaire s'intercalent déjà dans les niveaux argilo-sableux sommitaux dans la coupe de la Serrata. Au nord-est, près de la limite d'extension de la formation, celle-ci se subdivise et s'effiloche en plusieurs bancs dont certains atteignent 2 mètres d'épaisseur et s'intercalent au sein même des laminites (fig. 24 et 25). Deux implications importantes peuvent être déduites de ces observations : 1) la sédimentation gypseuse est diachrone ; 2) si les gypses nodulaires correspondent à des dépôts supralittoraux (voir § c), il faut admettre des fluctuations du niveau aquatique provoquant sur les marges l'alternance de phases d'émersion et de remise en eau nécessaires au dépôt des diatomites ; 3) une migration centripète de la sédimentation évaporitique au cours du temps, plus récente au centre du bassin que sur les marges (fig. 24, comparaison entre les coupes 6 et 5).

Source : MNHN, Paris

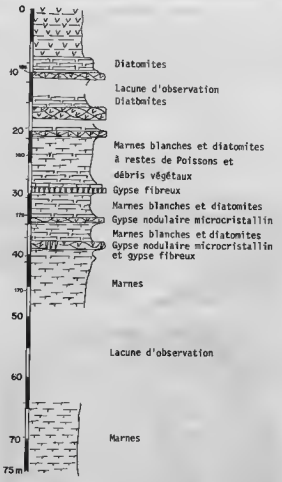


FIG. 25. — Coupe de la Cortijada del Pozuelo (Lorca) illustrant l'interstratification des niveaux gypseux et des diatomite (indication des prélèvements à gauche de la colonne lithologique ; en petits caractères).

c) Étude sédimentologique des gypses.

1. — Description.

Il présente exclusivement deux variétés : gypse finement lité et gypse nodulaire, à l'exclusion de véritable faciès sélénite ; le faciès « micro-sélénite » (GEEL, 1978) possède de grandes analogies avec le gypse fibreux.

Plusieurs types de gypse finement lité peuvent être observés : gypse laminé à empreintes de bases de banc de type « flute cast » : gypse lité à texture fibreuse (« satin-spar ») résultant de modifications diagénétiques d'un gypse lité antérieur. Hormis ces modifications, ce type de gypse représente ici un dépôt sous-aquatique (ROUCHY, 1976 b).

Les gypses nodulaires comportent la plupart des textures définies par MAIKLEM *et al.* (1969) pour l'anhydrite nodulaire : nodulaire lité, mosaïque à déformations entérolithique, etc. Les nodules se développent au sein du gypse lité qu'ils déforment (pl. 5, D) et présentent à l'affleurement plusieurs générations successives. Localement, le gypse nodulaire se développe en bancs décimétriques à métriques directement au sein des marnes ou des niveaux sableux supérieurs, voire des laminites diatomitiques (fig. 25).

Source : MNHN, Paris

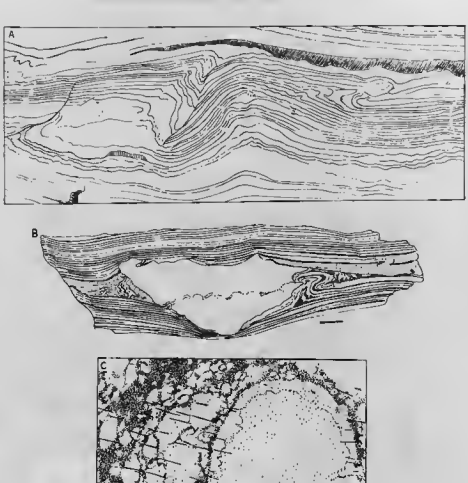


FIG. 26. — Quelques aspects pétrographiques des formations gypseuses des bassins distaux. A. — Figures de glissement (« slumping ») ou figure de compaction, d'amplitude plurimétrique, affectant les gypses lité et noduleux (bassin de Lorca, coupe de la Serrata). B. — Laminites gypso-dolomitiques déformées par la croissance d'un gypse noduleux à texture cristalline (cristaux sans précurseur anhydritique ; Abanilla (barre = 1 cm). C. — Aspect microscopique des stades successifs de transformation dans le gypse de Lorca : des nodules anhydritiques de diagenèse précoce (vestiges abondants au centre des nodules) se développent dans un matériel calcarénitique (points serrés), puis sont transformés en gypse d'abord microcristallin puis envahis globalement par un gypse monocristallin dont les traces de clivage se prolongent sans interruption dans plusieurs nodules, LN (barre = 1 mm.). D. — Séquences centimétriques composées de la base vers le sommet par un niveau centimétrique (a) de gypse lité évoquant d'anciens tapis algaires gypsifiés (b) et terminé par un lit de gypse cristallin probablement de diagenèse précoce. Au toit s'individualise ici un niveau de gypsarénite (d). Noter à la base une séquence incomplète due à l'érosion d'un niveau cristallin dont persistent seulement des vestiges dans la partie gauche. L'empilement de telles séquences forme dans la région de Chimeneas (bassin de Grenade) des horizons de plusieurs mètres d'épaisseur (barre = 1 cm).

Source : MNHN, Paris

L'examen microscopique révèle la présence constante de groupements résiduels désorientés ou d'agrégats d'allure fluidale de facules anhydritiques qui attestent la nature anhydritique originelle de ces nodules et qui illustrent également des transformations polyphasées (fig. 26, C) : développement d'anbydrite nodulaire dans un matériel gypseux ou carbonaté, réhydratation en gypse nodulaire à texture microcristalline, développement de gypse monocristallin commun à plusieurs nodules (fig. 26, C). A l'échelle microscopique, aucune indication de variations de volume n'est sensible. Shearman *et al.* (1972) ont montré que, lors de la transformation anbydrite-gypse, l'excédent volumétrique était en fait précipité sous forme de gypse fibreux (« satin-spar »), ce qui pourrait alors expliquer l'abondance de cette variété dans le gypse du bassin de Lorca.

La formation gypseuse présente, à certains niveaux, des figures de glissement sédimentaire important illustrées par la figure 26 A. L'interprétation de ces phénomènes est encore malaisée : glissement synsédimentaire par gravité sur une pente ; glissement plus tardif dû aux propriétés thixotropiques du gypse (le fait que le gypse nodulaire de diagenèse précoce soit affecté par ces déformations, pourrait indiquer leur caractère tardif) ; déformations en partie induites par les phénomènes de transformations anbydrite/gypse et les mécanismes qui leur sont liés (circulations et migration de fluides, etc.).

La plupart de ces structures sont communes aux autres bassins distaux (Alcantarilla, Abanilla, Fortuna, Alhama de Murcia, etc.) dans lesquels, outre la corniche de gypse massif identique à celle de Lorca, on peut observer, sur des épaisseurs parfois importantes, de nombreuses intercalations (d'épaisseur centimétrique à métrique) de gypse nodulaire à précurseur anhydritique. Plusieurs faciès particuliers peuvent être observés à Abanilla : des laminites dolomitiques inframillimétriques (correspondant peut-être à d'anciennes laminites algaires) ou des laminites gypso-dolomitiques déterminées par l'intercalation de fines lamines de gypse fibreux (fig. 26, B). Celles-ci sont parfois déformées par la croissance de nodules de gypse à texture cristalline (cristaux plurimillimétriques sans orientation préférentielle et sans précurseur anbydritique). Dans ces laminites, apparaissent également des nodules de soufre natif qui sont parfois à leur tour envahis par un gypse monocristallin.

L'intensité des phénomènes d'oxydo-réduction, révélée par l'étude pétrographique, est également démontrée à Lorca par l'étude des rapports isotopiques $^{34}S/^{32}S$ dans lequels les basses teneurs en ^{34}S sont explicables par un apport de soufre réduit (Rouchy et Pierre, 1979). Ces études géochimiques montrent également l'origine marine des sulfates, mais une recristallisation en présence d'eaux météoriques.

2. — Interprétation.

Les études pétrographiques et géochimiques montrent que le gypse de Lorca correspond à plusieurs phases successives de cristallisation.

La première résulte d'un dépôt sous-aquatique à partir d'une tranche d'eau marine de faible épaisseur qui marque l'aboutissement d'une réduction progressive de la bathymétrie (évolution de la microfaune, présence de stromatolithes, oolithes, etc.) ; elle assure le comblement définitif du bassin sous forme de gypse finement lité et parfois détritique.

La seconde, plus complexe, est due à l'émersion du système et à la superposition de phases de diagenèse anhydritique subaérienne ; les structures nodulaires observées sont comparables à celles des anhydrites de diagenèse précoce formées actuellement dans les platiers supratidaux du Golfe Persique (Shearman, 1963 ; Evans *et al.*, 1964 ; Kinsman, 1966, 1969 ; Butler, 1969).

Une alternance des deux types de processus est vraisemblable et peut expliquer les générations successives de nodules anbydritiques.

La troisième correspond à l'intervention des eaux météoriques provoquant la réhydratation de l'anhydrite en gypse, le développement du gypse fibreux et du gypse monocristallin.

d) Récapitulation des principaux faits. Tentative de reconstitution du fonctionnement du bassin.

La position du bassin de Lorca, comme celle des autres bassins distaux, diffère de celle des bassins proximaux par un isolement accentué, l'absence de relation directe avec le grand bassin occi-

Source : MNHN, Paris

dental qui impose pour son alimentation un *transit obligatoire des eaux marines par les bassins de Murcie au nord-est et par celui de Vera au sud-ouest* ; il s'ensuit nécessairement que l'abaissement du niveau aquatique dans les bassins proximaux a provoqué une *perturbation, puis une rupture précoce des apports d'eau* marine et l'isolement de tous les bassins distaux. Il n'est pas exclu que l'épisode évaporitique de ce bassin *soit à l'intérieur même de la biozone à G. mediterranea* (Messinien) *antérieur* à ceux des bassins proximaux ; on sait que dans les autres bassins distaux (Fortuna, Abanilla) le dépôt du gypse a commencé dès la fin du Tortonien.

1. — Les caractères de sédimentation préévaporitique.

A la fin du Tortonien une différenciation paléogéographique accentuée régit la répartition des différents types de sédiments ; les zones périphériques, soumises jusqu'à ce moment à des apports terrigènes grossiers de type fluvio-deltaïque, sont alors caractérisées par le développement de calcaires construits (édifices récifaux à Coralliaires du Cejo de Los Enamorados à l'ouest et calcaires à Litbotbamniées de la bordure sud) tandis que la partie centrale est le siège d'une sédimentation marneuse épaisse (600 mètres).

Dans la partie inférieure du Messinien, un changement litbologique important matérialisé par l'apparition des laminites diatomitiques et leur enrichissement jusqu'aux 3/4 supérieurs du Messinien, indique une *modification des paramètres hydrologiques et écologiques du bassin.* Les eaux superficielles sont alors caractérisées par une très forte productivité bio-siliceuse, et plus exceptionnellement biocalcaire, dont les causes paraissent différentes de celles qui ont engendré les dépôts de Murcie. En effet, le rôle éventuel de remontées d'eaux profondes est vraisemblablement peu important (voir 2e partie). La préservation des laminites, l'extrême abondance de la matière organique et la présence de soufre indiquent que, pendant cette période, un puissant confinement (faibles teneurs en oxygène, production possible d'H_2 S) a affecté la tranche de fond et peut-être parfois une grande partie du corps d'eau dont la profondeur diminuait régulièrement vers le sommet pour atteindre des valeurs très faibles (présence de stromatolithes, oolithes, individualisation de gypse sur les marges).

Un changement se manifeste dans le quart supérieur du Messinien avec la généralisation de la sédimentation terrigène plus grossière et les premières intercalations évaporitiques qui, au nord-est, apparaissent dans les diatomites. Il marque l'évolution définitive vers les conditions évaporitiques, l'installation de milieux résiduels de faible profondeur et soumis à d'importantes fluctuations de salinité, l'émersion définitive des régions marginales et des complexes récifaux dont il est probable que l'édification avait déjà cessé auparavant, puis la reprise de l'érosion.

2. — La sédimentation évaporitique.

L'épisode gypseux, unique et de faible épaisseur, est caractérisé par l'interférence complexe de deux types de phases de dépôt : l'une, sous-aquatique et de faible profondeur conduisant au dépôt de gypse laminé, l'autre, sub-aérienne (postérieure) à l'origine de croissances diagénétiques précoces d'anhydrite nodulaire dans la zone capillaire. A ces processus s'ajoutent les effets plus tardifs de la transformation d'anhydrite en gypse. La sédimentation gypseuse est diachrone, débutant plus précocement sur les marges.

3. — La sédimentation postévaporitique.

Les dépôts gypseux ont marqué le comblement quasi définitif de ce bassin, ce qui semble être le cas de tous les bassins proximaux ; toutefois, une brève incursion marine supposée d'âge Pliocène inférieur mise en évidence par Geel (1978) dans les masses supragypseuses ne permet qu'une reconquête limitée et incertaine de ce bassin qui évolue très rapidement vers un régime strictement continental.

II) *La formation gypseuse du bassin de Grenade.*

Cette vaste dépression intramontagneuse, actuellement isolée au sein du domaine bétique (fig. 17) entre les sierras Nevada et Morena, a été le siège depuis le Tortonien d'un important remplis-

Source : MNHN, Paris

sage sédimentaire comportant une épaisse formation gypseuse ; l'existence de marais salants atteste la présence en profondeur de niveaux salifères dont l'appartenance stratigraphique n'a pu être précisée : Trias probable ou Miocène.

Le début de la sédimentation marine date du Burdigalien pour Gonzalez-Donoso (1977) et du Tortonien pour Montenat et Bizon (1975). D'importantes variations latérales s'observent à la base en relation avec une morphologie extrêmement accidentée : conglomérats, calcaires à algues et à Polypiers, sables et argiles, etc. L'appartenance stratigraphique des évaporites demeure imprécise (Tortonien à Messinien) ; en effet, les dernières marnes marines sous-jacentes sont datées du Tortonien (Gonzalez-Donoso, 1968, 1977) et les sédiments supraévaporitiques sont représentés par des calcaires lacustres à Gastéropodes et des niveaux de lignite (faciès « Pontien »).

Dans ce bassin, mon effort a porté principalement sur l'étude de la formation évaporitique dont l'épaisseur demeure, malgré son importance indubitable (plusieurs centaines de mètres à 1 000 mètres), difficile à évaluer avec précision.

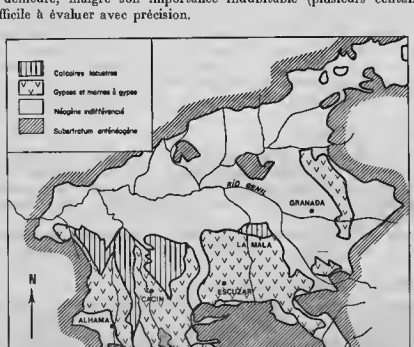


Fig. 27. — Carte schématique de position des sites d'observation dans le bassin de Grenade (document établi d'après une figure de Lhenaff, 1977, modifiée).

a) Description de la formation.

Près du bameau de La Mala (fig. 27), elle est composée par une alternance de passées gypseuses de un à plusieurs décamètres d'épaisseur alternant avec des masses sableuses et conglomératiques à caractère turbiditique dont les figures (différents types de séquences, figures sédimentaires diverses de courant, de charge, etc.) ont été décrites par Dabrio *et al.* (1972) et Vera (1977), et qui se terminent à la base des bancs évaporitiques par des laminites terrigènes (pl. 5, G) ; la formation évaporitique repose soit sur les marnes marines tortoniennes, soit directement sur des paléoreliefs très accidentés de carbonates triasiques. Au sud-est dans la région d'Otura, en position très marginale, une masse importante de gypse massif (> 100 mètres) recouvre les termes calcaires et conglomératiques de base, indiquant un étalement du domaine sédimentaire au cours de la phase évaporitique.

Source : MNHN, Paris

b) Interprétation sédimentologique.

Une zonalité des faciès se traduit par l'abondance de gypse nodulaire à précurseur anhydritique (pl. 5, H) dans les sédiments terrigènes grossiers à l'est du bassin (pl. 5, E) et la présence de sélénite associé aux faciès marneux dans la partie méridionale près de Cacin (Rouchy, 1976 b ; Rouchy et Pierre, 1979). Le gypse nodulaire possède les mêmes caractères texturaux et génétiques que celui de Lorca ; il est caractéristique d'une cristallisation diagénétique précoce d'anhydrite en domaine subaérien, postérieurement réhydratée en gypse.

La variété sélénite qui apparaît au toit de séquences de quelques décimètres d'épaisseur (marnes-gypse finement lité-sélénite) comparables à celles décrites en Sicile, représente au contraire un dépôt sous-aquatique primaire ou diagénétique précoce qui indique la permanence d'une tranche d'eau résiduelle. Certaines figures observées dans le gypse laminé évoquent des stromatolithes gypsifiés (pl. 5, F). Dans la région de Chimeneas, des bancs gypseux de plusieurs mètres d'épaisseur sont composés par un empilement de mini-séquences de ce type (description, fig. 26, D), intercalées dans des sédiments dolomitiques ocres. L'absence d'indications de milieu marin mais au contraire l'évolution vers des milieux lacustres d'une part et les similitudes des compositions isotopiques avec celle du Keuper gypsifère qui affleure au voisinage (voir Rouchy et Pierre, 1979) d'autre part incitent à considérer une alimentation de cette vaste dépression endoréique par recyclage de sels plus anciens.

c) Les phases argileuse et carbonatée.

Elles comportent par ordre d'abondance des minéraux micacés à 10 Å très bien cristallisés, des smectites également bien cristallisées et en proportion moindre de la chlorite et des interstratifiés chlorite-smectite ; parfois, comme dans tous les bassins bétiques, apparaît de la paragonite ; il s'agit, à l'exception des smectites, d'une paragenèse indiquant une érosion assez vigoureuse qui livre au bassin des minéraux micacés peu altérés.

En ce qui concerne les carbonates, la majeure partie des échantillons étudiés dans la formation gypseuse a montré la présence de dolomite (entre 40 et 100 % de la fraction carbonatée totale).

d) Les enseignements d'un enchaînement des faciès.

Sans tenir compte des termes inférieurs, l'évolution du bassin vers les conditions évaporitiques s'opère en trois étapes successives :

1) une phase de sédimentation relativement fine en milieu marin datée de la fin du Tortonien qui présente déjà vers le sommet les premiers indices d'isolement (raréfaction et même disparition de la microfaune) ;

2) l'évolution précoce (pas de Messinien daté) vers les conditions endoréiques avec alimentation en sels dissous par recyclage de sels anciens et dépôt de sulfate de calcium (et peut-être de chlorure de sodium) sous forme d'anhydrite dans des environnements subaériens marginaux et de gypse cristallin dans les nappes salées résiduelles des parties centrales du bassin ; cette période est caractérisée par une alternance de phases de décharges terrigènes et de périodes de rémission des apports, d'évaporation de la tranche d'eau avec précipitation d'évaporites ; une telle dynamique sédimentaire assure un comblement rapide de la dépression ;

3) l'arrêt de la sédimentation évaporitique et l'installation de milieux lacustres (calcaires et lignites) attestent une modification du régime hydrodynamique probablement sous contrôle climatique.

II. — ALGÉRIE SEPTENTRIONALE : LE BASSIN DU CHÉLIF

Le bassin du Chélif, appellation qui recouvre également les régions occidentales (plaines de l'Habra, de la Mleta et de la Sebkba d'Oran) jusqu'au Djebel Murdjadjo, se présente comme une vaste

Source : MNHN, Paris

gouttière (200 × 60 km), orientée ENE-WSW entre El Asnam (ex-Orléansville) et Oran et comportant un remplissage sédimentaire miocène épais localement d'environ 4 000 mètres (PERRODON, 1957 ; BUSSON, 1959) ; il est bordé au sud par les monts de l'Ouarsenis, des Beni-Chougrane, des Ouled-Ali et du Tessala. Il comporte dans sa partie centrale trois unités morphostructurales principales : le massif du Dahra au nord-est dont la surrection définitive est récente comme l'atteste la continuité des évaporites miocènes et des marnes pliocènes, la vallée du Chélif à vocation subsidente qui longe ce massif au sud et à l'ouest et enfin la vaste plaine occidentale.

Parmi les études géologiques consacrées à ce bassin, trop nombreuses pour être toutes énumérées ici, nous mentionnerons notamment après les travaux de BRIVES (1897, 1920), les remarquables synthèses régionales de ANDERSON (1936, assortie d'une précieuse carte d'ensemble), de la S.N. REPAL (1952), de GOUBINARD (1952) et enfin, celle de PERRODON (1957) qui a souvent servi de base pour les études que j'ai réalisées dans ce bassin. Des travaux plus récents ont porté sur certaines parties du bassin : GUARDIA (1975), TAUECCHIO et MARKS (1973), DELFAUD *et al.* (1973) et DELFAUD et REVERT (1974).

La série messinienne comporte de la base vers le sommet des marnes bleues passant à des alternances marno-diatomitiques (formation des tripolis), la formation gypseuse, et une épaisse formation

FIG. 28. — A. — Répartition des différents termes de la séquence évaporitique messinienne dans le bassin du Chélif (Algérie septentrionale, modifié d'après PERRODON, 1957). B. — Carte en isopaques du Miocène infraévaporitique illustrant la pérennité des zones de maximum d'épaisseur. La situation des principaux points situés dans le texte est figurée dans la carte en bas à gauche. C. — Position des principaux noms de lieu cités dans le texte.

Source : MNHN, Paris

postgypseuse ; comme dans de nombreux bassins, l'un des traits dominants réside, au cours de la phase préévaporitique, dans la dualité entre sédimentation marno-diatomitique au centre et édification récifale à algues mélobésiées ou à Madrépores sur la marge sud et les points hauts occidentaux (fig. 28).

A. — La formation préévaporitique : les diatomites et les sédiments associés (fig. 28 ; pl. 6, A, B)

1) *Caractérisation biostratigraphique.*

Elle débute par des marnes bleues, relativement homogènes et épaisses qui, dans leur partie supérieure, passent en continuité à la formation à diatomites (« tripolis » ; « Beida stage » de Anderson, 1936 ; pl. 6, A, B) dont l'épaisseur à l'affleurement varie de 60 à 100 mètres mais qui peut atteindre 300 mètres à Aïn Zeft à l'est du Djebel Meni et sur le plateau de Mostaganem (Perrodon, 1957) ; il s'agit là de puissances exceptionnelles pour le domaine méditerranéen. Dans plusieurs coupes (Bouzghaïa, Dahra, El Ghomri) s'individualisent, à 10-20 mètres sous les premières diatomites, des niveaux de calcaires organogènes ou à Lithothamniées (localement associés à des horizons cinéritiques, fig. 29, A) au toit desquels peut être située la base de la biozone à *G. mediterranea* ; les marnes bleues sous-jacentes appartiennent, dans leur partie supérieure au moins, au Tortonien ; dans la coupe du Djebel Meni 1, s'intercalent à 175 mètres environ sous la base du Messinien des lentilles de conglomérats grossiers.

Le contenu floristique des diatomites échantillonnées dans ces coupes a été étudié par Gersonde (1980) qui a démontré que leur âge, rigoureusement corrélable avec celui des tripolis de Sicile, se situe au niveau de la partie supérieure de l'époque paléomagnétique 6 et de la partie inférieure de l'époque 5 ; elles seraient, à cet égard, plus récentes que celles de Lorca.

11) *Répartition.*

Ces diatomites, toujours situées à la base des gypses dans la partie centrale du bassin, ont une extension nettement plus importante en direction des marges du bassin jusqu'à la limite d'extension des calcaires récifaux (fig. 28) qu'elles dépassent même en certains secteurs (région de Mascara) pour s'étaler à l'arrière de la barrière récifale. Deux cas sont observables : 1) interstratification de niveaux de diatomites dans les carbonates (Mohammadia) ou passage latéral cartographique (de part et d'autre de l'Oued Sig ; feuille Sig, 1/50 0000e) ; 2) recouvrement de diatomites massives par les mêmes calcaires à Lithothamniées (fig. 29, A ; coupes de Arhal, Oued Tlelat, etc.). Si l'on admet (§ 11) que ces calcaires sont antérieurs au gypse, deux épisodes de sédimentation diatomitique peuvent être individualisés : le premier antérieur et/ou partiellement contemporain de l'édification récifale, localisé en marge du bassin et corrélable d'après ses caractères lithologiques avec les parties inférieures massives des coupes de Sig, Aïn Merane, etc. (fig. 29, A) ; le second, contemporain aussi en partie de la construction récifale et probablement corrélable avec la partie supérieure des formations épaisses préévaporitiques (Sig, Aïn Merane, Dahra, etc.). Le dernier type a une répartition plus constante et une localisation au centre du bassin et il possède également des caractères lithologiques différents : alternance de niveaux diatomitiques plus fins et de sédiments divers (marnes, calcaires lumachelliques, etc.) ; vers l'extrémité orientale du bassin — N.E. d'El Asnam, coupes de Bouzghaïa et Djebel Tadjahmoumat (fig. 29) —, la formation n'est plus représentée que par quelques intercalations au sein de marnes sombres très riches en matière organique, à la base du gypse ou au-delà de son extension. Busson et Magne (1955) notent même la présence de tripolis directement transgressifs sur le Numidien.

111) *Étude sédimentologique et paléoécologique.*

a) Les marnes tortoniennes à messiniennes et les sédiments associés.

Elles sont caractérisées par la présence d'une microfaune de foraminifères planctoniques riche et diversifiée, par un indice planctonique élevé et par une population d'Ostracodes caractérisée par la

Source : MNHN, Paris

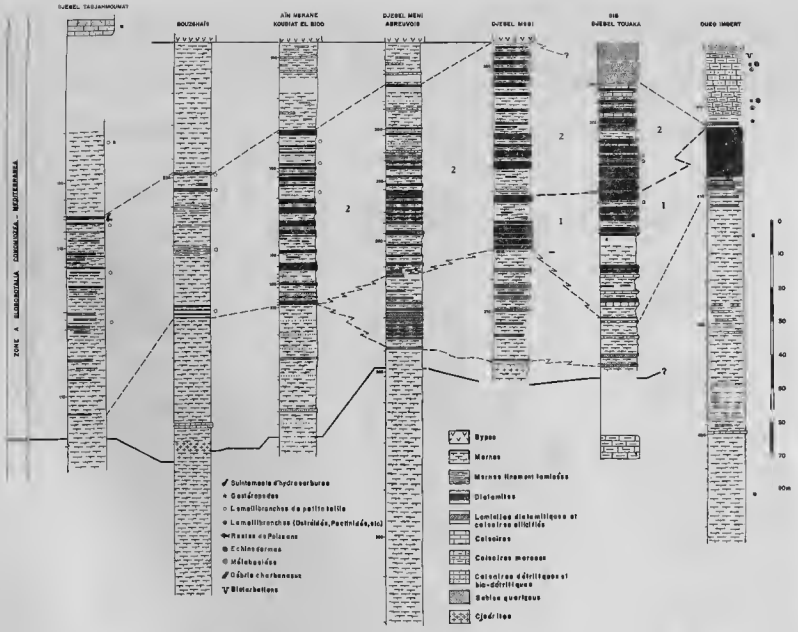


FIG. 29A. — Coupes de la formation préévaporitique à diatomites (bassin du Chélif, Algérie) ; noter la répartition des deux types principaux de laminites (1 et 2).

Source : MNHN, Paris

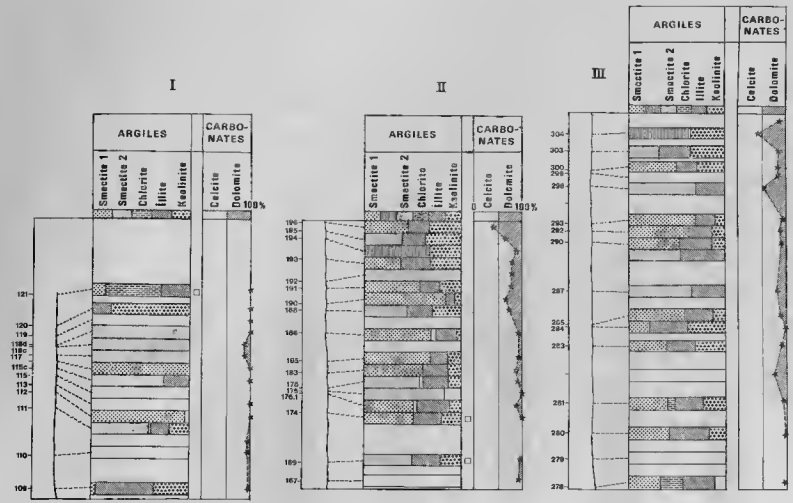


FIG. 29B. — Composition minéralogique (argiles et carbonates) des coupes du Djebel Tadjahmoumat (I), de Aïn Merane (II) et du Djebel Meni-Abreuvoir (III). La position des prélèvements est indiquée à gauche des colonnes lithologiques).

Source : MNHN, Paris

coexistence de formes réputées profondes (*Paracypris sp., Bythocypris sp., Bythocypris* cf. *bosquetiana, Parakrithe dactylomorpha, Costa*) et de formes d'habitat littoral (*Loxoconcha*) ou varié (*Buntonia, Henryhowella, Cytherella sp., Monoceratina*) ; les foraminifères benthiques comportent des espèces telles que *Planulina ariminensis, Martinottiella communis* associées à des formes plus littorales.

Près de la limite Tortonien-Messinien, s'intercalent, dans la plupart des coupes, des calcaires biodétritiques peu épais. A Mohammadia, il s'agit de calcaires à Lithothamniées associés à des niveaux cinéritiques (fig. 29, A). Au Djebel Meni, plusieurs lentilles décamétriques de conglomérats à galets de socle apparaissent dans les marnes tortoniennes qui renferment au contact une microfaune d'affinités saumâtres à *Ammonia beccarii*.

Les caractères de la microfaune indiquent à la base du Messinien un milieu marin ouvert dont la profondeur pourrait être de quelques centaines de mètres (bathyal supérieur).

b) Les diatomites et les sédiments associés.

1. Caractères pétrographiques.

Les sédiments diatomitiques ou marno-diatomitiques possèdent les deux aspects communs — laminites fines inframillimétriques (pl. 6, C, E) ou sédiment blanc et homogène — selon que la matière organique est préservée (affleurements récents) ou détruite ; son abondance se traduit localement par des suintements actifs d'hydrocarbures (Bouzghaïa, Djebel Tadjahmoumat, Dahra, etc.) dont certains ont donné lieu à une exploitation (Sidi Brahim ; Louis et Sallé, 1954).

La lamination résulte d'une alternance répétitive idéale de deux types de feuillets (pl. 6, C) : l'un clair et organogène (diatomées et plus rarement coccolithes, pl. 6, F, G, H, I) l'autre sombre, plus argileux et riche en matière organique ; leur épaisseur moyenne varie généralement de 0,1 mm à 0,5 mm (pl. 6, E). De nombreuses modifications à caractère également répétitif se superposent à cet arrangement idéal : lamination d'ordre inférieur dans l'un des feuillets, disparition de l'un d'eux, variation importante de la nature des feuillets, etc. Un litage centimétrique est parfois défini par regroupement de plusieurs types d'arrangement millimétrique et la différenciation des feuillets demeure, dans certains cas, difficile à l'échelle microscopique. Leur composition ne diffère que par des proportions plus ou moins différentes de diatomées et de matériel argileux.

Localement (Sig, Ouillis), cette lamination est perturbée (pl. 6, D) ou même détruite par une bioturbation plus ou moins importante sous la forme de terriers ou de galeries d'organismes fouisseurs (pl. 6, D) ; il convient d'insister sur le caractère généralement exceptionnel de ces figures fréquentes dans les bancs épais localisés sur les marges du bassin qui, à l'extrême, peuvent aboutir à l'homogénéisation du sédiment. Près de Fromentin (au nord-est du massif du Dahra), de nombreux bancs calcaires s'intercalent dans la formation comportant des niveaux stromatolithiques ; il s'agit de bancs à lamination inframillimétrique renfermant des vestiges de filaments algaires microscopiques comparables à ceux décrits dans les stromatolithes préévaporitiques de Chypre (bassin de Psematismenos, ch. IV).

2. — Organisation séquentielle.

Le caractère répétitif de la sédimentation se traduit également, à l'échelle de la formation, par une alternance à deux (marnes-diatomites) ou trois termes (marnes-diatomites-calcaires ou marnes-diatomites-cinérites dans la carrière des Ouillis) ; la partie supérieure de la coupe de Sig comporte une alternance de bancs de diatomites et de calcaires à organismes divers (Bivalves, Echinodermes, Bryozoaires, Gastéropodes) à passage progressif par l'intermédiaire de laminites marno-diatomitiques et d'agilites rouges.

3. — Composition minéralogique.

Outre la silice amorphe des frustules de diatomées, certaines passées silicifiées sont composées d'opale pénécristalline (opale C.T.) sous forme d'agrégats de sphérules, de surfaces mamelonnées à structure lamellaire ou bien de quartz microcristallin. Occasionnellement, apparaissent de petits nodules aplatis (infracentimétriques) de phosphates. La fraction quartzeuse terrigène est généralement réduite

Source : MNHN, Paris

à très réduite dans les diatomites franches. Globalement, la faible proportion de matériel terrigène, généralement très fin (silt), est l'un des traits dominants de tout cet épisode à laminites qui comporte néanmoins des intercalations peu épaisses de sables.

La phase argileuse est caractérisée par la présence de smectite (30 à 95 %), d'illite, de kaolinite et épisodiquement de chlorite ouverte ; les épisodes à laminites ou les sédiments très riches en matière organique sont caractérisés par la prédominance des smectites mal définies (déjà observées en Espagne méridionale) qui peuvent former dans le second cas (Djebel Tadjahmoumat) plus de 95 % de la composition de la fraction inférieure à 2 µm tandis que l'illite et la kaolinite redeviennent dominantes à la base et au sommet de l'intervalle à laminites (fig. 29, B).

La composition de la phase carbonatée montre également un enrichissement en dolomite (20 à 25 % et exceptionnellement 50 %) dans certaines laminites diatomitiques (moins régulier qu'en Espagne méridionale) d'une part et au contact avec les évaporites d'autre part (fig. 29, B).

4. — Contenu organique.

La formation à diatomites se distingue des marnes bleues sous-jacentes dont l'épaisseur peut être importante (échantillonnées seulement dans les 100 derniers mètres) par un *appauvrissement progressif* de la microfaune calcaire et l'affirmation vers le sommet d'une tendance générale à l'oligospécificité et au nanisme ; on note dans les intercalations marneuses l'abondance de foraminifères benthiques tels que *Uvigerina tenuistriata*, *Hopkinsina bonionensis*, *Nonion*, Bulimines, Bolivines, Dentalines, Marginulines, la présence locale de formes associées aux algues (*Cibicides lobatulus*, *Elphidium*) et l'apparition d'*Ammonia beccarii*. Il s'agit d'assemblages caractéristiques de milieu peu profond présentant néanmoins des variations importantes des conditions de l'environnement. Ainsi, les diatomites sont caractérisées par la présence de microfaune de petite taille, la prédominance de Bulimines et de Bolivines (adaptées aux conditions défavorables de la tranche de fond). Dans les marnes intercalaires, au contraire, dominent des Orbulines, des *Globigerinoides* (*sacculifer*, *obliquus extremus*), indiquant des conditions superficielles plus favorables (prédominance des *Globigerinoides* sur les Globigérines).

Les rares Ostracodes rencontrés (coupe de Sig, Djebel Tadjahmoumat) sont des formes d'habitat épinéritique à littoral (*Callistocythere*, *Cyprinotus*, *Loxoconcha*, *Cytheridea*). Le nanoplancton est caractérisé par l'abondance de *Sphenolithus abies*, *Reticulofenestra sp.*, *Cyclococcolithus leptoporus*. Les formes de diatomées marines planctoniques (*Thalassionema nitzschioides*, *Rhizosolenia*, *Coscinodiscus marginatus*, *Thalassiothrix longissima*, *Actinoptychus senarius*) dominent très largement le contenu microfloristique qui comporte par ailleurs une grande variété de formes répertoriées par Gersonde (1980). En outre, les diatomites sont riches en spicules de Spongiaires, parfois en Silicoflagellés et en restes de Poissons ; Arambourg (1927) note que l'ichtyofaune de certains niveaux (Sig) est dominée par la présence de Myctophidés dont le cycle biologique exige la proximité des zones de profondeur relativement importante (jusqu'à 600 mètres à l'heure actuelle pour Gaudant, 1977) ; il observe également le passage progressif, dans la région d'Oran, des formes littorales à des formes pélagiques en s'éloignant du horst du Murdjadjo.

D'autre part, ces mêmes diatomites sont généralement dépourvues de macrofaune telle que Bivalves, Echinodermes et Gastéropodes qui sont concentrés dans les intercalations calcaires ou marneuses ; des formes de très petite taille dont *Abra alba* (espèce adaptée aux variations de salinité et aux conditions euxiniques) et *Corbula* (forme euryhaline, euryhatbe et eurytherme) sont néanmoins rencontrées en abondance dans la coupe du Djebel Tadjahmoumat (Rouchy et Freneix, 1979).

IV) *Interprétation.*

Sur la quasi-totalité de la superficie du bassin, la sédimentation préévaporitique est caractérisée par l'alternance de sédiments biosiliceux (diatomites) et de sédiments détritiques fins ou calcaires dont le caractère cyclique s'exprime de l'échelle de l'affleurement (alternances décimétriques à métriques) jusqu'à l'échelle inframillimétrique (lamination des niveaux diatomitiques). Des conditions marines

Source : MNHN, Paris

permanentes ont présidé au dépôt de cette série (microfaune, faune, flore) qui se caractérise néanmoins par une réduction bathymétrique progressive depuis la base (bathyal supérieur) jusqu'au sommet où prédominent des conditions littorales. Les caractères de la sédimentation qui seront examinés plus en détail dans la 2e partie (Ch. VI) sont réglés par le jeu de deux phénomènes : 1) forte productivité phytoplanctonique biosiliceuse dans la tranche superficielle ; 2) alternance de conditions stagnantes à euxiniques sur le fond et de période de réoxygénation. La distribution géographique des diatomites et leurs caractères lithologiques permettent de différencier deux phases successives : la première donnant des accumulations très localisées, massives et en relation avec des phénomènes de résurgence d'eaux plus profondes comme l'a envisagé Perrodon (1957) ; la deuxième, à l'origine de dépôts plus étendus sur la totalité du bassin, caractérise l'arrêt du fonctionnement des résurgences côtières, la dépendance à l'égard de phénomènes régionaux et un milieu dont la profondeur décroît vers le haut.

La raréfaction des diatomites vers l'extrémité orientale du bassin où, à la périphérie d'une zone d'estuaire supposé (Perrodon, 1957), les apports d'eaux continentales sont élevés, montre le rôle peu important de ces apports pour le contrôle des très fortes accumulations de diatomites.

B. — Les calcaires construits à Mélobésiées et/ou à Coralliaires

I) *Cadre biostratigraphique.*

La biozone à *G. conomiozea-mediterranea* a pu être caractérisée à la base des calcaires à Mélobésiées dans la coupe d'Oued Rhiou (5-10 mètres sous les calcaires massifs) et également à la base de l'édifice récifal du Djebel Murdjadjo (carrière du Four à Chaux dans la banlieue sud-est de l'agglomération oranaise).

II) *Morphologie, composition, relations avec les autres termes de la série.*

a) Le récif frangeant du Djebel Murdjadjo (fig. 30 et 31).

Le Djebel Murdjadjo, horst dissymétrique orienté ENE-WSW, limité au nord par une falaise abrupte qui domine la plaines des Andalouses, s'enfonce au sud, en direction du bassin évaporitique, par une surface faiblement inclinée sur laquelle est installé le récif frangeant dont la largeur n'excède pas 1,5 à 2 kilomètres ; dans ces calcaires assimilés jusqu'à présent aux calcaires à Lithothamniées, Gourinard (1956) individualise deux ensembles distincts et démontre l'équivalence latérale entre les calcaires et les laminites diatomitiques (existence d'un horizon repère à manganèse continu dans les deux formations) ; Delfaud *et al.* (1973) et Delfaud et Revert (1974) mettent en évidence à leur tour la présence d'une formation à stromatolithes reposant sur les calcaires à Lithothamniées par l'intermédiaire d'une brèche assimilée à une brèche de dissolution d'évaporites qui prolongerait sur les calcaires les dernières lentilles de gypse observables (pl. 7, D) en contrebas du récif (route de Bou Tlélis, carrière Ste-Anne). Des observations détaillées montrent que la masse calcaire inférieure correspond en réalité à un récif à Coralliaires dominants (Rouchy, 1979, 1980 a) contre lequel s'appuie — en discordance d'origine sédimentaire — une masse de calcaires périrécifaux.

1. — Le récif à Coralliaires (fig. 30 et 31).

1.1. — Morphologie récifale.

Le corps récifal, implanté à mi-pente sur la retombée méridionale du horst, présente une section sigmoïdale atteignant 80 mètres d'épaisseur sur la bordure méridionale et un tombant récifal (« fore reef ») affecté d'un pendage sédimentaire dépassant 40° (ferme Giraud) dont le caractère rectiligne en photographie aérienne (fig. 30 ; avec un décrochement au niveau de Pont Albin) illustre la coïncidence avec un rebord abrupt du horst (accident bordier) marquant l'approfondissement rapide du bassin. Près de Pont Albin, la bordure du récif montre des phénomènes de migration des lentilles récifales de plus

Source : MNHN, Paris

en plus récentes par « enfoncement » progressif en direction du bassin évaporitique. Au sud, près de la ferme Temsalmet, l'oued qui entaille la masse calcaire se superpose, dans son cours inférieur au moins, à une ancienne passe récifale dont les flancs sont tapissés de calcaires à *Halimeda*. Le récif à Coralliaires repose sur des calcaires à Lithothamniées d'une trentaine de mètres d'épaisseur (carrières du Four à Chaux et du Champ de tir dans les faubourgs d'Oran). Vers le sommet du Djebel, en position d'arrière-récif réapparaissent des calcaires à Lithothamniées, puis des sables calcaires à faune d'Echinodermes, Brachiopodes et Lamellibranches, termes les plus littoraux, transgressifs sur les calcaires jurassiques (équivalent partiel probable des faciès infrarécifaux). Parfois, vers le sud notamment, le récif s'ennoie sous une masse de calcaires en partie à Lithothamniées.

1.2. — Contenu faunistique.

La faune de polypiers constructeurs est composée quasi exclusivement par le genre *Porites* (pl. 6, K) formant des colonies en gerbes de plusieurs mètres de hauteur, conservées généralement à l'état de moule empli par un matériel calcarénitique.

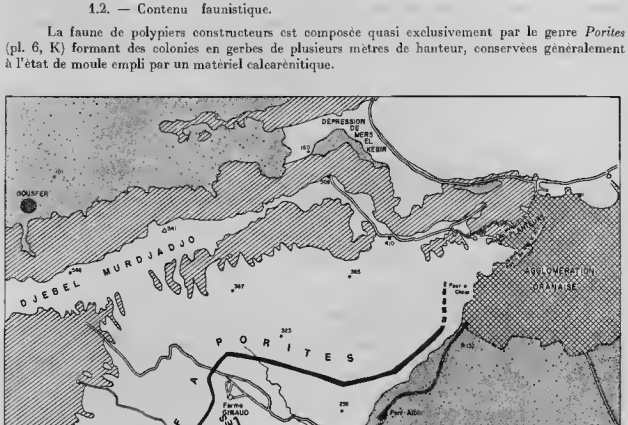


FIG. 30. — Carte schématique illustrant la répartition des différents corps sédimentaires sur le horst du Murdjadjo (près d'Oran, Algérie).

Source : MNHN, Paris

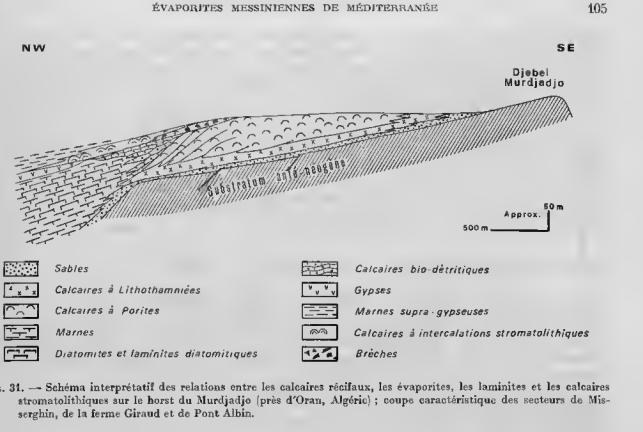


FIG. 31. — Schéma interprétatif des relations entre les calcaires récifaux, les évaporites, les laminites et les calcaires stromatolithiques sur le horst du Murdjadjo (près d'Oran, Algérie) ; coupe caractéristique des secteurs de Misserghin, de la ferme Giraud et de Pont Albin.

2. — Le talus récifal.

Les dépôts du talus récifal qui présentent un développement très irrégulier et un pendage peu important vers le bassin du Chélif sont constitués principalement par des calcaires bioclastiques fins, d'aspect crayeux à Echinodermes, Lamellibranches, Mélobésiées, etc., intercalés de passées épaisses parfois de plusieurs mètres de sables calcaires à *Halimeda* ; à plusieurs endroits, des phénomènes de glissement synsédimentaire engendrent des ruptures de pendage et des structures chaotiques qui pourraient être partiellement en rapport avec le jeu synsédimentaire de certaines flexures bordières. Ils reposent localement contre le tombant récifal avec une discordance angulaire qui dépasse 30°.

3. — Les calcaires supérieurs à stromatolithes.

Ces calcaires supérieurs dont l'épaisseur atteint une trentaine de mètres, signalés pour la première fois par DELFAUD *et al.* (1973) et DELFAUD et REVERT (1974), comportent principalement des calcaires biodétritiques, à oolides, à stromatolithes, et des calcaires très recristallisés. Ils recouvrent à la fois les dernières lentilles observables dans les carrières au pied du récif et s'avancent sur les termes périrécifaux sans jamais atteindre le sommet de l'édifice. La crête récifale est recouverte par une brèche d'épaisseur irrégulière composée de fragments calcaires divers, fortement recristallisés et d'appartenance stratigraphique incertaine ; ils paraissent, selon les lieux, soit relayer latéralement les calcaires supérieurs à stromatolithes soit être géométriquement sous-jacents.

4. — Relations géométriques avec les laminites et les évaporites : agencement des faciès.

Les laminites marno-diatomitiques riches en passées silicifiées (et équivalents probables de la formation préévaporitique du bassin du Chélif) affleurent en contrebas de l'édifice carbonaté au nord de Misserghin et passent latéralement aux niveaux calcaires périrécifaux, notamment à *Halimeda* à l'ouest de la ferme Giraud (fig. 30) ; des niveaux de diatomites à restes de Poissons, localisés même au pied du tombant récifal, reposent sur des calcaires à Mélobésiées et sont recouverts directement

Source : MNHN, Paris

par les calcaires supérieurs à oxydes de manganèse ; si l'on ajoute que, près d'Oran (Ravin de Ras el Aïn, carrière du Four à chaux), ces mêmes diatomites apparaissent à la base ou intercalées dans les calcaires à Lithothamniées qui constituent le soubassement du récif, nous obtenons la confirmation que les diatomites sont pour une part, antérieures à l'édification récifale à Coralliaires, pour une autre part, synchrones (voir § I).

Les dernières lentilles gypseuses (pl. 7, D) qui affleurent à 150 mètres en contrebas (côté bassin) du sommet du récif, marquent l'extension maximum de la formation (fig. 30) et son biseautage contre l'édifice récifal illustrant un retrait du domaine sédimentaire. A l'opposé, le terme sus-jacent à stromatolithes recouvre successivement, du bassin en direction du récif, les gypses, les diatomites et les calcaires périrécifaux et caractérise une reconquête partielle (sauf le toit de l'édifice) de cette marge carbonatée. L'épisode bréchique situé entre les deux masses carbonatées représente donc bien géométriquement l'équivalent des évaporites et pourrait correspondre à un démantèlement de l'édifice pendant une phase de dénudation liée à la restriction du domaine de sédimentation.

b) La barrière récifale méridionale à Lithothamniées.

Les calcaires à Lithothamniées épais localement d'une centaine de mètres et dont la répartition schématique est représentée dans la figure 28, se développent sur des zones de hauts-fonds qui frangent la bordure méridionale du bassin, isolant à l'arrière une dépression dans laquelle les apports fluviatiles assurent une sédimentation marno-sableuse (sables d'El Bordj) ; cette barrière récifale s'interrompt localement, permettant l'extension des sédiments préévaporitiques à diatomites dans les secteurs très marginaux.

Il s'agit en grande partie de calcaires biodétritiques associés à des calcaires à Lithothamniées dispersées dans la masse, en fines pellicules, en masses encroûtantes ou — vers la base de la formation — sous forme de rhodolithes ; près de Tafaraoui, s'individualisent notamment des niveaux à colonies en bouquets de « Corallines » (Mélobésiées articulées), préservées en position de vie (pl. 6, J). Plus rarement, apparaissent des anomalies morphologiques subcirculaires correspondant à de petits édifices récifaux à Coralliaires (*patch-reefs*).

C. — La formation évaporitique

1) *Description lithologique.*

L'épaisseur généralement comprise entre 50 et 120 mètres à l'affleurement (valeurs de 100 mètres très communes) augmente considérablement pour atteindre 3 à 400 mètres en forages (Perrodon, 1957), notamment dans le sillon subsident du Chélif entre El Asnam et Aïn Zeft et dans la région de Ouled Fares (au nord de El Asnam), à l'extrémité orientale du Dahra (fig. 28). A l'affleurement, elle est constituée par un nombre variable de bancs de gypse (6 à 15 à El Ghomri) dont l'épaisseur décroît vers le haut de la formation — de 30 à 50 mètres pour l'horizon inférieur à quelques mètres dans les bancs sommitaux (fig. 32) intercalés dans les marnes —; à l'inverse de la formation évaporitique de Sicile, nous ne pouvons pas individualiser ici deux termes réellement distincts — ni même dégager une organisation séquentielle — bien que le banc gypseux inférieur soit souvent plus épais et plus massif que les niveaux sus-jacents.

En direction des marges, la formation disparaît selon des modalités différentes : biseautage progressif au sein des marnes bleues (marge orientale à l'est de Bouzghaïa), invasion de la formation par des sables quartzeux (Sig), biseautage sur la bordure du récif du Djebel Murdjadjo. Il convient de noter (fig. 28 et 31) que l'extension de la formation gypseuse marque un retrait très sensible par rapport à celle de l'ensemble diatomites-calcaires récifaux ; en outre, si l'on excepte le massif du Dahra dont la surrection récente a porté la couverture miocène à une altitude élevée, la formation évaporitique est toujours située, par rapport aux calcaires marginaux, en contrebas topographique et paléomorphologique.

Source : MNHN, Paris

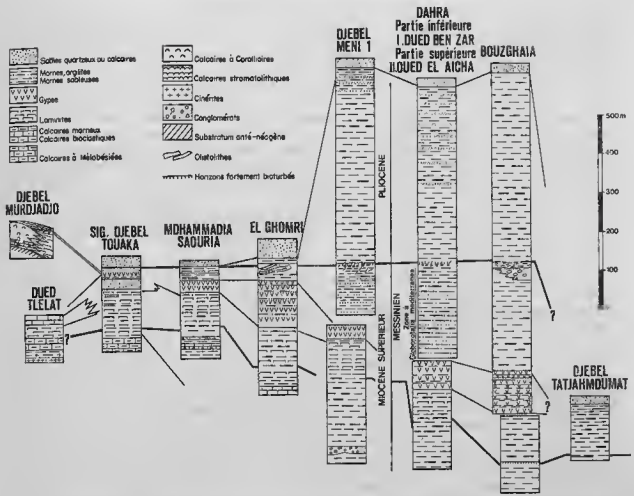


FIG. 32. — Comparaison des formations messiniennes à pliocènes dans les différentes parties du bassin du Chélif (Algérie).

II) *Différents types de gypse.*

Le gypse sélénite, à cristaux maclés ou non, décimétriques ou plus rarement métriques, présentant les différents caractères ou arrangements cristallins déjà décrits en Sicile, est le constituant dominant sur la presque totalité du bassin ; au sud, près de El Ghomri, plusieurs bancs gypseux montrent un passage vertical progressif de cristaux décimétriques mâclés à la base à des cristaux centimétriques aciculaires et non mâclés. En plusieurs points (El Ghomri, Mohammadia, Dahra), des cristaux contenant des vestiges de filaments algaires comparables à ceux décrits et interprétés comme des filaments de Cyanophycées au chapitre IV (§ II) sont observables à la base de la formation ou à la base de certains des bancs gypseux (Mobammadia, Dahra).

Le gypse microcristallin (nodulaire ou en mosaïque, à précurseur anhydritique, composé de nodules diagénétiques précoces de 1 à 15 em de diamètre, ovoïdes à aplatis, qui déforment le litage du sédiment-hôte marneux ou calcaire) est surtout développé sur la bordure méridionale du Dahra. A l'extrémité orientale de celui-ci (Bouzghaïa) et plus accessoirement près de la cluse du Chélif, se développe un gypse à structure globalement nodulaire (nodulaire vrai, mosaïque, etc.) à précurseur anhydritique (facules résiduelles d'anhydrite de 10 µm à 120 µm environ), résultant manifestement d'une transformation d'un gypse cristallin dont il conserve parfois certaines directions cristallines ; des nodules isolés dans les marnes intercalaires sont toujours associés.

Source : MNHN, Paris

Le gypse détritique (gypsarénites et rudites, brèches de type « debris flows ») est fréquent sur la bordure du Dahra et sur la marge méridionale (coupe de El Ghomri notamment). Les variétés fibreuses ou lenticulaires (cristaux centimétriques à métriques) dans les marnes intercalaires peuvent être localement abondantes.

III) *Sédiments associés : nature, contenu organique, minéralogie.*

Dans la plupart des coupes, il s'agit de marnes bleutées à intercalations calcaires ou dolomitiques ; sur la bordure méridionale (El Ghomri), les bancs de gypse alternent avec des sables fins, des marnes sableuses et des sédiments terrigènes finement laminés. A Sig, une masse de sables quartzeux (40-100 mètres) est située à la place de la formation évaporitique dont elle représente peut-être un équivalent latéral ; deux bancs de gypse cristallin (2-5 mètre dépaisseur seulement) réapparaissent au toit.

Le contenu faunistique, assez rare, est marqué par une forte tendance à l'oligospécifité et au nanisme avec la persistance d'assemblages benthiques à *Ammonia beccarii, Elphidium, Cibicides, Cancris, Florilus boueanus*, Miliolidés, etc.

La composition de la fraction argileuse des intercalations marneuses ne diffère de celle de la formation préévaporitique que par une proportion plus variable de smectite (25 à 60 %) et une augmentation de celle de l'illite.

La proportion de dolomite qui présente un brutal accroissement à la base des gypses (fig. 29, B coupes de Aïn Merane, Djebel Meni, etc.) est également très variable au sein de la formation gypseuse.

IV) *Interprétation.*

L'extension du faciès sélénite — dépôt sous-aquatique primaire — sur la presque totalité du bassin, illustre la continuité des masses d'eaux résiduelles, de faible profondeur (caractères des foraminifères benthiques, vestiges d'algues bleues) et à salinité variable.

Les deux types de gypse nodulaire décrits, résultent de processus génétiques différents : les premiers, qui se développent dans les marnes à la périphérie du Dahra notamment, pourraient correspondre à d'anciens nodules anhydritiques de diagenèse précoce subaérienne ; ce massif devait jouer le rôle de haut-fond dont certaines parties pouvaient être épisodiquement émergées ; le second type de gypse nodulaire blanc, développé aux dépens des autres variétés, est localisé précisément au niveau des parties les plus subsidentes du bassin (terminaison orientale du Dahra, région de Bouzhgaïa) où la couverture postévaporitique mio-pliocène approche un millier de mètres d'épaisseur ; il est interprété, comme cela a été le cas en Sicile et dans le bassin de Murcie (Espagne), comme le résultat d'une transformation gypse/anhydrite liée à l'enfouissement (voir chap. II et III).

Dans cette dernière région, l'épaississement important de la formation au niveau des ombilics de subsidence (fig. 28), confirme le rôle déterminant de celle-ci dans le piégeage des grandes épaisseurs d'évaporites.

Le bassin du Chélif se présente donc à cette période comme une vaste lagune de profondeur faible, en relation (peut-être intermittente) avec le reste du domaine méditerranéen et possédant un plan d'eau en contrebas du niveau préévaporitique.

D. — La formation postévaporitique et le Pliocène inférieur. Modalités de passage mio-pliocène (fig. 33).

1) *Caractérisation biostratigraphique.*

Avec un remarquable mimétisme de faciès et d'isopaques, s'individualisent, notamment dans la partie centrale et orientale du bassin, des marnes bleutées (jusqu'à 8-900 mètres d'épaisseur) recouvertes par les grés du Pliocène (fig. 32). Dans cet ensemble, le contact mio-pliocène qui marque une réappa-

Source : MNHN, Paris

rition brutale de la microfaune marine, abondante et diversifiée, s'opère en concordance géométrique (pl. 7, A, B, C, D) mais selon des modalités très différentes, notamment au toit du Miocène (fig. 32) : individualisation de masses conglomératiques azoïques (50 mètres d'épaisseur) recouvertes par des niveaux sableux, puis silteux, près de Bouzghaïa ; horizon conglomératique très fin à El Ghomri (pl, 7, A) ; simple horizon de bioturbation des sédiments miocènes (pl. 7, B). La base du Pliocène caractérise selon les cas, soit la biozone à *G. margaritae* (MPL 2), soit plus rarement l'acme à *Sphaeroidinellopsis* (MPL 1).

Il en va différemment en direction des marges où l'on observe le diachronisme des sables calcaires supérieurs qui se développent alors dans le Pliocène moyen puis inférieur (fig. 33) ; les marnes se réduisent considérablement — quelques mètres pour MPL 1 et MPL 2 — à El Ghomri ou disparaissent à Mohammadia-Sahouria. Dans la coupe de Sig où la présence de Pliocène inférieur sous un faciès littoral est seulement présumée, la limite a été placée à la principale discontinuité lithologique marquée par un horizon conglomératique. Le Miocène postévaporitique présente des faciès très différents qui seront examinés sur le plan sédimentologique.

II) *Étude sédimentologique.*

a) Les marnes bleues : description pétrographique.

Malgré une apparente similitude, elles se distinguent de leurs homologues préévaporitiques et pliocénes soit par l'absence de microfaune, soit par une microfaune appauvrie et dominée par *Ammonia beccarii*, associé à *Nonion*, à des Miliolidés, à des restes de Characées et très localement à une microfaune épipélagique naine (*G. multiloba*). Elles contiennent des débris charbonneux abondants. Localement, les intercalations sableuses rouille (fig. 33, Oued el Aïcha) peuvent devenir abondantes vers le sommet ; avant le passage au Pliocène s'individualisent souvent des silts quartzeux (pl. 7, F), très fins, à figures sédimentaires (stratifications entrecroisées, ravinement, figures de courant en base de bancs, etc.). La fraction carbonatée des coupes étudiées montre la très nette prédominance de la calcite.

b) Le problème de la coupe de Mobammadia-Sahouria : croûtes calcaires zonaires, stromatolithes, marnes marines sus-jacentes.

La coupe de Mohammadia-Sahouria se singularise par la superposition de deux ensembles très différents (fig. 33 ; pl. 7, E).

1. — Les calcaires finement laminés : croûtes zonaires ou stromatolithes ?

Croûte zonaire est pris dans le sens de caliche pédogénétique. Ces niveaux calcaires (de quelques centimètres à 1 mètre d'épaisseur), très finement laminés (lamines de 0,3 à 0,5 mm d'épaisseur en moyenne) et à structure très contournée alternent avec des niveaux d'argiles de teinte ocre fréquente. Ils sont composés exclusivement de calcite micritique ou plus rarement microsparitique avec une proportion variable de silt quartzeux. Des corpuscules allongés (100 µm de longueur, 5-10 µm de diamètre) pourraient évoquer des filaments algaires ; toutefois, les risques de convergence morphologique avec des figures dues à une légère recristallisation des carbonates rendent cette attribution tout à fait hypothétique. Certains contournements semblent correspondre à des figures d'encroûtements tandis que d'autres évoqueraient des glissements d'un matériau non consolidé. L'ensemble est dépourvu de faune et de microfaune et passe latéralement à des conglomérats. Une origine continentale semble probable, quelle que soit l'hypothèse retenue (croûtes calcaires ou stromatolithes).

2. — Marnes marines et niveaux sus-jacents.

Ces marnes (30 mètres environ) contiennent à leur partie inférieure trois niveaux diatomitiques mesurant jusqu'à 1 mètre d'épaisseur (pl. 7, E). La surface de base est irrégulière et semble correspondre au moulage d'une paléotopographie. Dès la base, les marnes renferment une microfaune d'abord

Source : MNHN, Paris

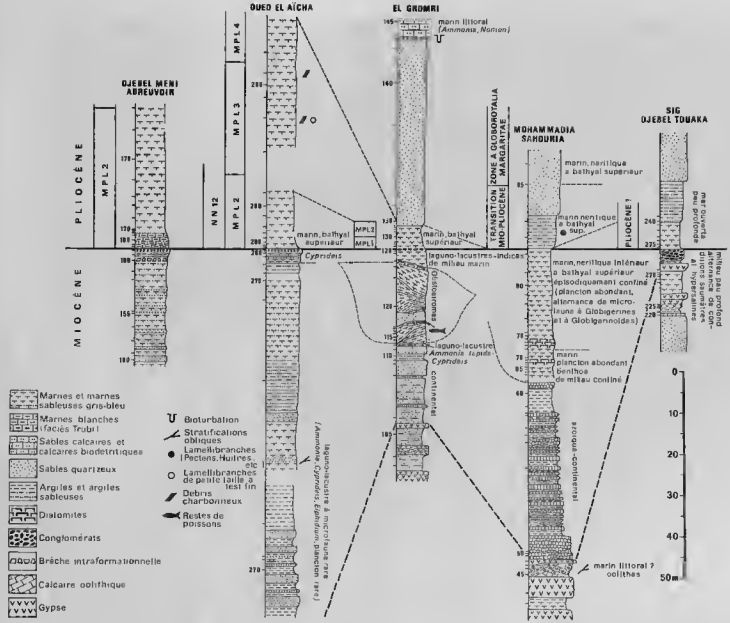


FIG. 33. — Comparaison de quelques coupes de la formation supragypseuse du bassin du Chélif (Algérie septentrionale) avec indication pour chacune d'elles de la stratigraphie et des environnements de dépôt.

Source : MNHN, Paris

pauvre (*Nonion*, Bolivines, Rectuvigérines, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia acostaensis*), puis s'enrichissent très nettement avec un benthos de milieu confiné (*Bolivina dilatata*, *Bulimina* aff. *echinata*, *Rectuvigerina sp.*, *Elphidium aculeatum*) et un plancton à *Globigerinoides* fréquents (*G. obliquus*, *extremus*, *trilobus*), *Globorotalia humerosa*, *Turborotalita quinqueloba*, etc. ; *G. mediterranea* est présent à un niveau. La composition demeure identique vers le sommet avec des alternances de microfaunes à Globigerines et *Globigerinoides* que l'on retrouve également dans les olistolithes observés dans la coupe de El Ghomri. *Ammonia beccarii* n'est présent qu'à un seul niveau. Le benthos abondant caractérise un domaine de plate-forme externe à la base et néritique au sommet soumis à des épisodes de confinement de la tranche de fond et à des épisodes de forte productivité superficielle en relation avec des « upwelling » comme l'attestent les populations de Radiolaires (Caulet, communication écrite).

Ces marnes sont recouvertes par des sables et des grès (fig. 33) qui, à la base, appartiennent encore au Messinien (présence de formes de *G. mediterranea* à ombilic fermé et de petite taille). Les premières formes de *G. margaritae* apparaissent dans les grès sommitaux à environ 10 mètres au-dessus ; la microfaune associée indique alors un approfondissement très net jusqu'à la zone bathyale supérieure. Le passage mio-pliocène ne coïncide pas rigoureusement avec le changement lithologique et l'on n'observe pas de discontinuité très importante.

c) Les olistostromes de El Ghomri (fig. 33).

Le dernier banc de gypse (gypsarénite) est recouvert par une masse de sables et d'argilites sableuses rouille, identiques aux sédiments intragypseux, dépourvus de microfaune et se terminant par un niveau marneux à *Ammonia tepida* et *Cyprideis* ; au-dessus, la formation se poursuit par un empilement chaotique (fragments de bancs) de diatomites, de marnes, contenant une microfaune marine de milieu confiné, de sables et même localement de gypse ; le contournement des fragments indique un remaniement de sédiments non indurés. Au-dessus de cette zone chaotique, réapparaissent 3,50 mètres de marnes à pendage conforme au pendage régional et contenant des foraminifères marins vraisemblablement remaniés associés à des Ostracodes (*Cyprideis*) ; la formation se termine par un conglomérat à galets calcaires de 15 cm d'épaisseur sous l'horizon fortement bioturbé qui marque la base du Pliocène inférieur (pl. 7, A). Le terme chaotique est ici interprété comme résultant de la mise en place d'olistostromes de sédiments préévaporitiques et évaporitiques.

d) Les sédiments à stromatolithes et oolithes du Djebel Murdjadjo.

Il s'agit de calcaires sableux blancs, pulvérulents, passant vers le sommet à des calcaires plus sombres, laminés, recristallisés, ponctués de taches d'oxydes de manganèse et admettant des niveaux oolithiques et de petits édifices stromatolithiques en coupoles de hauteur décimétrique (pl. 7, G). Les calcaires présentent une intense recristallisation en calcite sparitique, dans laquelle on peut reconnaître parfois des vestiges d'un sédiment calcaire biodétritique à oolides (cortex peu épais, recristallisé, à vestige de structure concentrique) et des figures plus rares qui évoquent des restes de filaments algaires. Le litage fin et le contournement (pl. 7, H) suggèrent plus qu'ils ne l'attestent des dépôts stromatolithiques ; localement (carrières situées au nord du Pont Albin, lieu-dit maison cantonnière), peuvent être observées d'indiscutables craquelures de dessiccation (pl. 7, I).

III) *Interprétation.*

a) Le Miocène postévaporitique.

Une nette diversité des paléomilieux de sédimentation caractérise la période postévaporitique prépliocène ; au centre du bassin, une sédimentation marneuse épaisse (jusqu'à 250-300 mètres) — comparable aux marnes préévaporitiques et pliocènes — s'est développée dans un milieu laguno-lacustre, pérenne, de profondeur faible et à influences marines fugaces ; l'origine de cette sédimentation terri-

Source : MNHN, Paris

gène fine est peut-être seulement à rechercher dans le remaniement de l'épaisse formation marneuse préévaporitique en partie découverte pendant le dépôt des évaporites. Si l'on admet qu'il s'agit de l'équivalent du « lac-mer » des autres bassins dont la durée malgré un diachronisme certain a été brève, on doit admettre une subsidence importante.

Les parties marginales connaissent des situations diverses caractérisées par l'installation de stromatolithes ou la formation de croûtes zonaires et le dépôt de conglomérats ou de calcaires oolithiques, etc. Un problème d'interprétation très débattu est posé par l'existence d'un milieu marin, relativement profond (plate-forme externe) dans la coupe de Sahouria-Mohammadia ; deux solutions au moins peuvent être envisagées :

a. — développement d'un milieu marin profond en position marginale dans le bassin, d'autant moins vraisemblable que la partie centrale est soumise paradoxalement à un régime laguno-lacustre ;

b. — remaniement ou allochtonie du terme lithologique concerné qui correspondrait soit à un olistolithe, soit à un remaniement particulaire de niveaux préévaporitiques. A l'appui de cette hypothèse, nous retiendrons l'âge relativement ancien des sédiments (présence de *G. humerosa*, *G. acostaensis*, *G. mediterranea* n'apparaissant qu'au sommet), la situation dans le prolongement de la coupe d'El Ghomri où ont été observés les olistotromes à un niveau stratigraphique quasi équivalent, l'identité des microfaunes rencontrées dans les deux cas. Cette hypothèse, qui me paraît la plus vraisemblable malgré la régularité du litage des marnes, mériterait d'être confirmée par une observation plus complète des zones adjacentes et une cartographie détaillée. Des études complémentaires devraient permettre de vérifier s'il existe ou non une discontinuité à la limite mio-pliocène, discontinuité qui n'apparaît pas dans la coupe levée.

La continuité de ces phénomènes sur la bordure méridionale atteste de mouvements synsédimentaires avant le début du Pliocène. Le simple examen de la carte (fig. 28) démontre en outre une notable réorganisation paléogéographique à cette époque qui voit la surrection du massif du Dahra. Le diachronisme de la base du Pliocène qui ennoie progressivement les anticlinaux à matériel messinien de la région de Ouled Fares- Bouzghaïa (ex. Warnier-Chasseriau), observé et cartographié par Busson (1959), prouve également cette réorganisation. La remise en eau progressive du bassin se traduit par la progradation ascendante des calcaires à stromatolithes sur l'édifice récifal du Murdjadjo.

b) Le Pliocène.

A l'exception des zones les plus marginales (Sig), la base du Pliocène inférieur marque toujours le rétablissement brutal des conditions marines franches à salinité normale (et fonds oxygénés) et la reprise d'une activité benthique caractérisée par une bioturbation tellement intense des sédiments sous-jacents qu'elle provoque localement leur bréchification. Dans la partie centrale du bassin (oued el Aïcha, Djebel Meni), la microfaune benthique indique un milieu de profondeur assez élevée (bathyal supérieur) ; sur les marges, prédomine une sédimentation détritique calcaire (Sig) à caractère plus littoral.

La transgression du Pliocène inférieur n'atteint pas cependant les limites maximum de la mer miocène préévaporitique (représentée par l'ensemble calcaires construits — diatomites) et n'ennoie pas le toit des divers édifices récifaux.

III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude des quatre exemples régionaux choisis (Murcie, Lorca, Grenade et le Chélif) montre :

1) La dualité de la sédimentation préévaporitique (Murcie, Lorca, Chélif) entre calcaires construits à algues ou à Madréporaires (récif-atoll de Santa Pola, récif frangeant du Djebel Murdjadjo, récif

Source : MNHN, Paris

barrière du Chélif méridional) et sédiments marneux ou biogènes siliceux, caractéristique d'une nette différenciation bathymétrique au début du Messinien (200 mètres à Lorca et Murcie, au moins 500 mètres au centre du Chélif).

La sédimentation diatomitique, partiellement synchrone de l'édification récifale — combinaison d'une forte productivité biosiliceuse superficielle et de conditions stagnantes de la tranche de fond (dépôt des laminites riches en matière organique, présence de soufre issu de sulfates) — fait appel soit à un système de résurgences côtières (Murcie, partie inférieure de la série du Chélif) lié à une circulation marine ouverte, soit à des mécanismes plus intrinsèques au bassin (recyclage d'éléments nutritifs, apports d'eau douce, etc.) qui seront discutés au ch. V.

2) Une réduction de la bathymétrie qui se traduit par une migration centripète de la ceinture carbonatée marginale (Murcie), l'arrêt définitif (Murcie) du fonctionnement des résurgences côtières (passage vertical local des diatomites à des calcaires littoraux), l'apparition des dépôts stromatolithiques, une reprise locale des apports terrigènes et la dénudation progressive des marges.

3) La précipitation des évaporites, stade ultime du confinement qui s'accompagne d'une restriction du domaine sédimentaire et d'un abaissement du niveau aquatique, s'opère dans des milieux résiduels, de faible profondeur, soumis à de fortes fluctuations de salinité, et conduisent à des dépôts de plusieurs types : faciès primaires sous-aquatiques dominant dans les lagunes subpérennes (Chélif, Murcie) ; superposition d'une intense diagenèse précoce subaérienne (anhydrite nodulaire) dans les bassins précocement émergés (Lorca) ; recyclage de sels plus anciens dans les dépressions endoréiques précocement isolées (Grenade) ; diagénèse tardive liée aux phases d'enfouissement puis de remise à l'affleurement. Dans aucun de ces bassins, la concentration du corps d'eau n'a été suffisante pour permettre le dépôt massif de halite.

4) La diversité de la sédimentation postévaporitique à l'échelle régionale : émersion définitive des bassins externes espagnols, milieux sous-aquatiques saumâtres ou d'eau douce (« lac-mer ») à influences marines épisodiques (Murcie, Chélif).

5) L'invasion marine du Pliocène inférieur, succédant à une importante réorganisation paléogéographique, n'atteint jamais le maximum d'extension marine du Messinien basal : émersion des bassins externes, conditions littorales (Murcie), profondeur caractéristique du domaine bathyal supérieur (centre du bassin du Chélif).

Au premier rang également des enseignements fondamentaux de ce chapitre, figure la mise en évidence du diachronisme des sédiments évaporitiques et diatomitiques contrôlé par les conditions particulières locales et la position de chaque bassin par rapport au grand domaine occidental ; l'isolement et le confinement interviennent d'autant plus précocement qu'ils sont plus éloignés du grand bassin algéro-baléare et tributaires pour leur alimentation de communications par les bassins proximaux.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Chapitre IV

LES BASSINS ÉVAPORITIQUES ÉMERGÉS DE MÉDITERRANÉE ORIENTALE (ZAKYNTHOS, CRÈTE, CHYPRE)

De très nombreux bassins comportant une formation évaporitique peu épaisse, exclusivement gypseuse (à l'exception de la Mésaorée à Chypre), frangent la bordure des grands bassins salifères orientaux (fig. 3) ; seule la marge septentrionale du continent africain en semble dépourvue à l'exception de la Tunisie et du delta du Nil (formation Rosetta). Les trois bassins examinés ici appartiennent à des systèmes d'arcs insulaires (arc égéen, arc de Chypre). Dans ce secteur, les dépôts évaporitiques sont localement impliqués dans les déformations en compression au niveau de la ride méditerranéenne (Finetti et Morelli, 1972 ; Biju-Duval *et al.*, 1976, 1978) mais également à terre comme le chevauchement finimessinien du Pentadaktylos à Chypre (Baroz et Bizon, 1974), qui se poursuit vers l'est par celui du Misis-Blitis en Turquie (Biju-Duval *et al.*, 1978) ; de telles déformations ont contribué à la fragmentation d'un domaine plus homogène au cours du Messinien. Trois exemples régionaux ont été sélectionnés en fonction de leur représentativité à l'échelle régionale et de leurs particularités paléogéographiques et sédimentologiques : Zakyntos, le bassin d'Héraklion en Crète et les bassins de Polemi, Pissouri et Psematismenos à Chypre.

I. — ÉTUDE STRATIGRAPHIQUE

Une certaine uniformité des faciès gypseux dans l'ensemble du domaine justifie que les problèmes sédimentologiques spécifiques de ces évaporites soient traités séparément dans la deuxième partie du chapitre.

A. — Les coupes de Zakynthos

Comme à Corfou, en Épire ou à Céphalonie, les dépôts évaporitiques de Zakyntbos ne représentent que des lambeaux de la bordure nord-est du grand bassin ionien ; les travaux de l'I.G.S.R.-I.F.P. (1966), de Hobtzmann (1967) et de Bizon *et al.* (1967) ont dégagé les principaux aspects stratigraphiques régionaux tandis que les formations évaporitiques messiniennes ont été examinées par Braune *et al.* (1973) et Heimann (1977) qui ont fourni une première description des coupes réétudiées dans ce travail.

1) *Succession verticale des faciès.*

Trois coupes (Lagana, Kalamaki et Argassi) permettent d'observer la succession des faciès depuis le Messinien jusqu'au Pliocène.

Source : MNHN, Paris

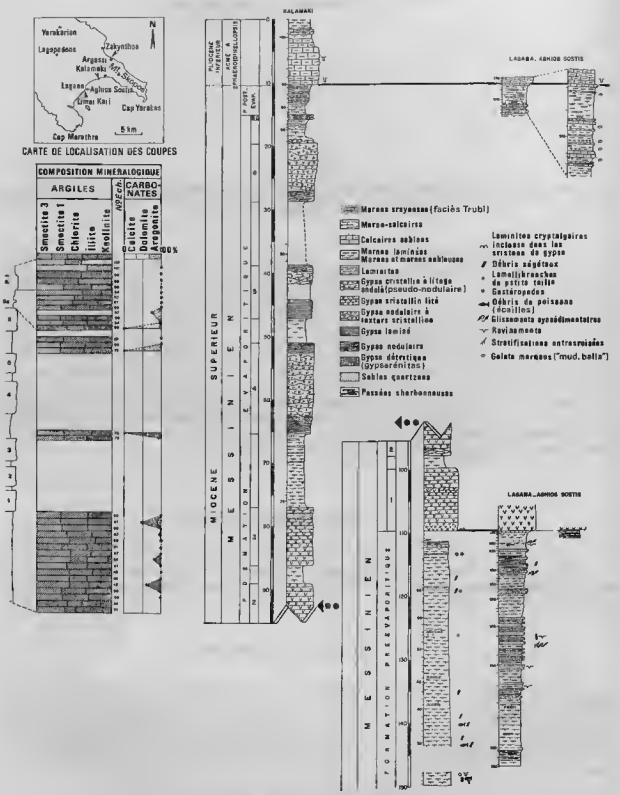


FIG. 34. — Coupes de Lagana et de Kalamaki (Zakynthos). La composition des fractions argileuse et carbonatée (calcite, dolomite et aragonite) est figurée en face de la colonne lithologique réduite. La position des échantillons (numérotés de 5 en 5) est indiquée à gauche de la colonne lithologique.

Source : MNHN, Paris

a) La formation préévaporitique.

1. — Caractères lithologiques et sédimentologiques.

La coupe de Lagana (fig. 34) est composée par une alternance de niveaux marneux sombres et de niveaux sableux quartzo-carbonatés (1-150 cm) qui tendent à s'affiner et à s'espacer dans les 6 derniers mètres où les bancs calcaires (8-15 cm) deviennent plus nombreux. Dans celle de Kalamaki (fig. 34), à l'opposé, les intercalations sableuses (1-30 cm d'épaisseur) sont nettement plus espacées. La formation a été étudiée sur une épaisseur d'une cinquantaine de mètres mais possède des épaisseurs plus importantes bien que difficiles à évaluer en raison des discontinuités dues à la tectonique cassante. L'absence de laminites diatomitiques franches et l'extrême richesse en débris végétaux, dispersés dans les marnes ou concentrés en lits ligniteux (de quelques millimètres à 5 cm) parfois très denses (Lagana), associés à des niveaux rubéfiés à cristaux lenticulaires de gypses, assurent la particularité de ces coupes.

Les bancs gréseux présentent de très nombreuses figures sédimentaires : granoclassement, ravinements, stratifications entrecroisées, figures de courant, remaniement de galets marneux (« mud-balls »), glissement synsédimentaire, etc.

A plusieurs niveaux s'individualisent les laminites marneuses à marno-sableuses millimétriques dont certaines contiennent des lamines blanches aragonitiques (cristaux en bâtonnets ou en aiguilles de 2,5 µm de longueur en moyenne).

La teinte sombre des marnes et des grès est liée à l'abondance des débris végétaux et à la présence d'une matière organique d'origine essentiellement continentale, étudiée au laboratoire de la Compagnie Française des Pétroles à Bordeaux : particules de charbon, débris végétaux abondants, spores, grains de pollen de Gymnospermes, spores et filaments de champignons. Un seul échantillon contient des Dinoflagellés, mais une partie de la matière organique amorphe et diffuse pourrait être en fait d'origine marine.

2. — Contenu biologique et cadre biostratigraphique.

L'abondance des formes remaniées et la rareté des marqueurs n'ont pas permis de situer précisément la limite Tortonien-Messinien. *G. conomiozea-mediterranea* est seulement présent à Lagana sous le gypse et dans le dernier mètre précédant les évaporites à Kalamaki (éch. 145, 149) ; la présence de *G. multiloba* à plusieurs niveaux depuis la base à Lagana (éch. 34, 47 et 54) permet seulement de soupçonner un âge Messinien. Dans l'ensemble, la microfaune est extrêmement pauvre, comportant principalement des Bulimines, des Bolivines, des Uvigerines et vers le sommet des Globigérines, des *Globigerinoides*, des Pénéroplidés et *Ammonia beccarii* rencontré à Lagana au contact des évaporites.

3. — Minéralogie, composition des fractions argileuse et carbonatée (fig. 34).

Le cortège argileux (Kalamaki) se singularise par la présence d'une chlorite (20-30 %), d'un minéral gonflant entre 15 et 16 Å (smectite 3) qui se substitue fréquemment aux véritables smectites (gonflement entre 16 et 18 Å) et par la constance d'une illite bien cristallisée.

La calcite domine très largement la fraction carbonatée dans laquelle la dolomite n'excède que très rarement 20 % (1 valeur à 50 %) ; l'aragonite, en faible proportion, est présente à plusieurs niveaux (voir ci-dessus).

b) La formation évaporitique (fig. 34).

Six bancs de gypse (3 à 8 m d'épaisseur) constitués par les variétés sélénite, nodulaire et laminé (fig. 34, 52.2 ; description 2e partie du chapitre) s'intercalent par un contact tranché dans les marnes sombres en tous points équivalentes aux marnes préévaporitiques.

Les gypses détritiques affleurent à Lagana, notamment sous forme d'un empilement (15 mètres d'épaisseur) de séquences élémentaires (2-70 cm) composées de gypsarénites et de gypse laminé ou

Source : MNHN, Paris

bien sous forme de conglomérats épais de 6 à 8 mètres, hétérométriques (galets légèrement arrondis atteignant 50 cm) et à ciment gypsarénitique (fig. 35 ; pl. 13, A). Aux figures sédimentaires classiques (stratifications obliques, ravinement, granoclassement) s'ajoutent des failles courbes parallèles, probablement liées à la compaction (pl. 13, B).

Les marnes examinées se sont révélées pratiquement azoïques ; toutefois Heimann *et al.* (1979) signalent épisodiquement la présence d'*Elphidium* et de foraminifères pélagiques.

c) La formation supraévaporitique et les modalités de passage mio-pliocène.

1. — Constitution lithologique (fig. 34).

Nous retiendrons seulement qu'au-dessus de la dernière barre de gypse apparaissent tout d'abord des marnes gris-bleuté et des laminites millimétriques de nature argilo-sableuse dans lesquelles se développent des nodules (5-10 cm de longueur) de gypse sélénite à cristaux centimétriques ; des calcaires dolomitiques terminent à Kalamaki un premier ensemble lithologique. A Lagana (fig. 34), on observe le passage à des marno-calcaires beiges à passées arénitiques et à fréquents lits de gros galets marneux. L'examen microscopique révèle le caractère détritique de la plupart de ces niveaux.

Un changement lithologique très net se marque par l'apparition des marnes crayeuses à faciès Trubi (5 mètres d'épaisseur), fortement bioturbées, sans qu'aucune discordance angulaire ni de ravinement ne soit décelable ; viennent ensuite des marnes gris-bleuté à récurrence de marnes crayeuses à faciès « Trubi » (voir *infra*, p. 118).

2. — Cadre biostratigraphique et contenu organique.

En l'absence de *G. margaritae* dans les échantillons étudiés, la base du Pliocène a été placée à la base de l'acme à *Sphaeroidinellopsis* coïncidant avec la base du faciès Trubi et le début de la zone NN 12 (à *Amaurolithus tricorniculatus*).

Contrairement à la plupart des autres bassins messiniens, les marnes supraévaporitiques prépliocènes renferment dans certains échantillons une microfaune marine relativement abondante. A Kalamaki, des *Globigerinoides* (*trilobus, obliquus, extremus*), des Globigerines (*G. bulloides*), de rares *Globorotalia* (*G. acostaensis*) sont associés à une microfaune benthique pauvre (*Ammonia beccarii*, Pénéroplidés).

Un problème est posé à Lagana par la présence d'une microfaune nettement plus riche et plus diversifiée sous la base de l'acme à *Sphaeroidinellopsis* ; aux formes précédentes s'ajoutent en particulier *Globorotalia menardii*, *Globigerina scitula*, des Orbulines associées à *Discorbis*, *Elphidium*, *Ammonia beccarii*, des Ostracodes lisses et des Radiolaires. Cependant, le caractère détritique de ces sédiments prive cette microfaune d'une grande partie de sa signification pour la reconstitution des paléomilieux.

Dès leur base, les marnes blanches à faciès Trubi sont caractérisées par un enrichissement et une diversification très nette de la microfaune et de la nannoflore (abondance des Discoastéridés) ; parmi les foraminifères benthiques notons la présence de Lagénidés (*Robulus*), des Hétérostégines (*Heterolepa*), des Bolivines, de *Planulina ariminensis*, de Bulimines (*B. aculeata*), de *Pleurostomella alternans*, de *Karrierella chosmata*, des Uvigérines (notamment *U. rutila*) associées à des *Elphidium*.

3. — Composition des fractions argileuse et carbonatée.

Comme l'indiquent les figures 34 et 36, la limite mio-pliocène se marque par une tendance à la disparition du minéral gonflant à 15-16 Å (smectite 3) et l'apparition pour la première fois d'une paragenèse à chlorite-illite seules (fig. 36) ; dans certains échantillons, la comparaison des diagrammes de pâtes orientées traitées à l'éthylène-glycol semble montrer une substitution *progressive* de la position des pics à 16 Å par ceux à 14 Å qui, ajoutée aux variations observées dans le terme infraévaporitique, suggère des phénomènes de transformation chlorite → minéral gonflant mal défini → smectite vraie au cours de l'épisode messinien.

Dans la fraction carbonatée, la calcite est encore dominante, la dolomite n'étant présente qu'épisodiquement au toit des évaporites et disparaissant totalement dès la base du Pliocène.

Source : MNHN, Paris

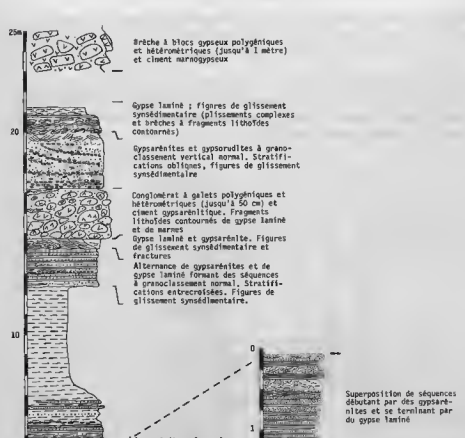


FIG. 35. — Coupe partielle des bancs de gypse détritique à Lagana.

II) *Interprétation des milieux de dépôt*

Malgré le caractère très fragmentaire des observations sous forme de coupes isolées qui ne permettent pas de définir un agencement latéral complet des faciès, les particularités sédimentologiques de cette série apportent d'intéressantes indications.

a) La sédimentation préévaporitique.

Les caractères de la microfaune et de la nanoflore caractérisent un milieu marin ouvert. Rappelons que la profondeur suggérée par HEIMANN *et al.* (1979) est d'environ 300 mètres si l'on considère les caractères de la microfaune benthique. L'abondance locale des matériaux terrigènes (coupe de Kalamaki) et des débris végétaux traduit la proximité du continent émergé et une arrivée impor-

Source : MNHN, Paris

tante d'eaux douces chargées d'éléments nutritifs d'origine continentale (caractères de la matière organique) ; cependant, celles-ci *n'engendrent pas d'augmentation de la productivité phytoplanctonique* : les diatomées *comme les coccolithes sont toujours en nombre insuffisant pour constituer des lits organogènes purs.*

La préservation de cette matière organique, la prédominance locale des Bolivines et la présence épisodique de laminites marneuses à marno-sableuses traduisent néanmoins un stratification du corps d'eau comme dans les autres bassins ; le contexte pourrait inciter à attribuer son individualisation au développement d'une tranche supérieure diluée.

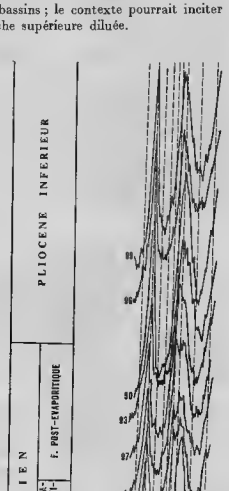


FIG. 36. — Diagrammes de diffraction de rayons X (pâtes orientées après traitement à l'éthylène-glycol) montrant l'évolution des pics des smectites et des chlorites à partir de la formation préévaporitique jusqu'au Pliocène inférieur.

Source : MNHN, Paris

L'érosion plus active sur le continent et les caractères particuliers du milieu se traduisent par une paragenèse argileuse singulière dont la signification sera examinée dans le chapitre de synthèse (ch. VI).

b) La sédimentation évaporitique.

La précipitation du gypse interrompt brutalement et de manière répétitive le dépôt des marnes sombres quasiment dépourvues de microfaune marine et toujours soumises à des apports d'origine continentale (matière organique principalement dérivée de végétaux terrestres) ; les périodes d'évaporation affectent une tranche d'eau marine résiduelle (?), très peu épaisse (vestiges de tapis à algues bleues ; 2e partie du chapitre) et soumises à des dilutions vraisemblablement très importantes durant les intervalles non évaporitiques. Les phénomènes d'érosion sont fréquents ; si l'on admet que le gypse a précipité dans une lagune résiduelle sans grande différence bathymétrique, la dissection par un réseau fluviatile d'une épaisse couche gypseuse (conglomérats polygéniques de Lagana) pourrait être la conséquence de mouvements tectoniques synsédimentaires ou d'un abaissement du niveau aquatique important dans le domaine ionien entraînant une reprise de l'érosion dans les parties périphériques auxquelles appartient le domaine considéré.

c) La sédimentation postévaporitique.

La possibilité d'un rétablissement des influences marines avant la base de l'acme à *Sphaeroidinellopsis* (microfaune marine) ne peut être envisagée qu'avec réserve, compte tenu des possibilités de remaniement. Cependant, la présence de Radiolaires en position équivalente au site 374 au centre du bassin ionien (Caulet, communication orale) empêche de rejeter totalement cette hypothèse. Les indices de faible profondeur et de salinité fortement variable sont attestés par la présence d'*Elphidium*, d'*Ammonia beccarii* et d'Ostracodes lisses, tandis que les laminites pourraient indiquer encore localement des conditions stagnantes dans la tranche de fond.

Le retour d'un milieu marin, ouvert, à salinité normale, et à tranche de fond oxygénée apparaît soudainement avec l'acme à *Sphaeroidinellopsis* : la profondeur nettement plus importante (200-500 mètres) caractérise le talus continental ou le domaine bathyal supérieur.

B. — Le bassin d'Héraklion (Crète)

En Crète, les sédiments miocènes affleurent irrégulièrement dans une série de sillons ou de golfes étroits (fig. 37) nés de la dislocation du continent égéen par des mouvements verticaux au cours du Miocène moyen (Meulenkamp et Zachariasse, 1973) ; la première invasion marine date du Tortonien ou de la fin du Serravallien. Après les travaux de Cayeux (1911) et de Aubouin et Dercourt (1965), plusieurs monographies régionales ont été réalisées dans les différentes provinces de l'île : Khania-Kastelli (Freudenthal, 1969), Retbymnon (Meulenkamp, 1969), Icrapetra (Fortuin, 1977) ; concernant le bassin d'Héraklion, des données récentes ont été apportées par Angelier (1975), Meulenkamp *et al.* (1977) et Angelier *et al.* (1979).

Le bassin néogène d'Héraklion regroupe en réalité une mosaïque de sous-bassins située approximativement entre Héraklion au nord, Asimi au sud, Kastelli à l'est et limitée à l'ouest par les contreforts du massif de l'Ida ; Meulenkamp *et al.* (1979a) distinguent deux sous-bassins Héraklion nord et Héraklion sud. Le morcèlement s'intensifie lors de la sédimentation des évaporites *qui apparaissent sous forme de corps lenticulaires d'extension limitée* dans les régions de Tsangaraki au nord, de Pyrgos au centre et de Aghia Varvara au sud (carte 6g. 40). Les évaporites rencontrées au site D.S.D.P. 378 au nord d'Héraklion définissent un domaine de sédimentation vraisemblablement indépendant de celui d'Héraklion puisque à proximité de cette ville réapparaît en effet le substratum anténéogène couvert par les calcaires marginaux.

Source : MNHN, Paris

1) *Succession verticale des faciés.*

Une coupure majeure dans la série miocène est matérialisée par la discordance angulaire (Angelier, 1975), atteignant 35° près d'Astritsion (pl. 8, D), qui sépare des marnes sableuses rapportées au Tortonien à la base (Angelier *et al.*, 1979, Meulenkamp *et al.*, 1977) d'un ensemble Messinien supposé à Pliocène, qui est l'objet de ce travail.

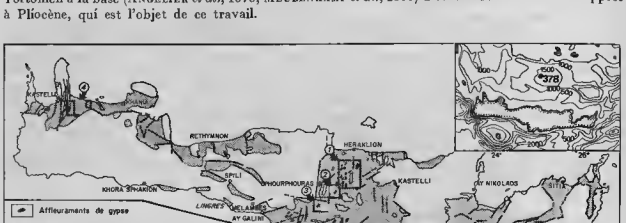


Fig. 37. — Carte de situation des principaux bassins néogènes de Crète (d'après Meulenkamp, 1973).

a) La formation préévaporitique.

1. — Description lithologique (fig. 38; fig. 8, C).

Au centre du bassin (près de Tsangaraki), elle débute par des sables quartzeux massifs (jusqu'à 50 mètres d'épaisseur au village de Aghios Sillas) passant graduellement vers le haut à des calcarénites à rhodolithes de Mélobésiées et à riche macrofaune marine à Lamellibranches, Gastéropodes, Échinodermes (ensemble dépassant 80 mètres d'épaisseur) ; latéralement (Tsangaraki nord), elle est constituée par des calcaires blancs à Mélobésiées et blocs remaniés de Madréporaires contenant des intercalations de calcaire à *Halimeda*.

Au-dessus (ruisseau Giofyros), la formation (60 mètres) comporte de la base vers le sommet : des marnes bleues à intercalations (1-5 mètres) de calcaires à Mélobésiées et Mollusques marins (fig. 8, C) ; des alternances de marnes gris-bleuté et de calcaires blancs, marneux, très finement laminés ou homogènes (10-80 cm), à fines passées diatomitiques et admettant localement des intercalations de biocalcarénites (1-3 mètres) à Mélobésiées, Mollusques, Échinodermes, etc. A son toit, un horizon calcaire (10 mètres) à structure complexe et rapidement variable : lumachelle à Lamellibranches et à Vermets, calcarénites à stratifications obliques, stromatolithes, etc. L'ensemble de cette formation est affecté de spectaculaires phénomènes de glissements synsédimentaires (pl. 8, E) engendrant localement des structures chaotiques dans les marnes ou les intercalations calcarénitiques à Mélobésiées dont la plupart semblent correspondre à des olistolithes.

Plus au sud (région de Pyrgos), des bancs de laminites diatomitiques s'individualisent au toit des alternances marno-calcaires dans le dernier mètre précédant la base des gypses (fig. 39).

Au sud du bassin (région de Panassos), les sables inférieurs à intercalations conglomératiques très développées (60-80 mètres) sont recouverts par les alternances de marnes et de calcaires très finement laminés à passées stromatolithiques (pl. 8, F).

Source : MNHN, Paris

2. — Cadre biostratigraphique.

Aucun des échantillons de la coupe du ruisseau Giofyros n'a révélé la présence des marqueurs classiques (foraminifères ou nanoplancton calcaire) que nous avons seulement rencontrés dans les faciès marno-calcaires de la région de Venerato ; néanmoins, l'abondance, dès la base des profils, de *G. multiloba* permet d'envisager une position assez élevée dans le Miocène supérieur.

3. — Contenu biologique.

3.1. — Sables inférieurs.

Ils contiennent dès leur base des organismes marins (Serpulidés, Gastéropodes, Lamellibranches, notamment de très nombreux Pectinidés, Échinodermes, Bryozoaires, Mélobésiées) d'abord rares, puis devenant de plus en plus abondants vers le sommet où apparaissent des calcaires à *Halimeda*.

3.2. — Alternances marno-calcaires.

Le plancton comporte des Globigérinidés, des Globigérinoïdes, des Orbulines et à certains niveaux notamment, des populations monospécifiques à *G. quinqueloba* ; le benthos est riche en Uvigérines monosériées (*U. tenuistriata* notamment), en Bolivines (*Bolivina dentellata*, etc), *Elphidium*, *Cibicides*, *Discorbis*, etc.

Les laminites calcaires ou marno-calcaires sont très généralement constituées par une accumulation de nanoplancton calcaire, oligospécifique et de taille réduite, dans lequel domine le genre *Reticulofenestra* associé à des proportions très variables de matériel argileux.

Les échantillons de diatomites de Pyrgos qui ont été étudiés par Gardette (1979) renferment une flore de milieu marin à salinité normale (par ordre d'abondance décroissante : *Thalassionema nitzschioides*, *Rhizosolenia*, *Thalassiothrix longissima*, *Schroederella delicatula*, *Coscinodiscus* aff. *radiatus*, *Grammatophora undulata*, *Nitzschia marina*, *Synedra* aff. *fulgens*) comportant néanmoins quelques formes d'affinités saumâtres.

Les calcaires stromatolithiques de Panassos, à structure ondulée caractéristique (pl. 8, F) et abondamment recristallisés en calcite sparitique, n'ont pas livré de vestiges d'origine cyanophytale indiscutable.

Les calcaires supérieurs du ruisseau Giofyros, situés directement sous les gypses, contiennent une faune abondante de Vermets et de Lamellibranches (*Striarca lactea*, *Anadara diluvii*, *Barbatia sp.*, *Venerupis sp.*, *Chama gryphoides*) associés à des Échinodermes qui indiquent un milieu marin littoral de faible profondeur comme le confirme la présence des horizons stromatolitbiques.

4. — Composition des fractions argileuse et carbonatée.

La phase argileuse comporte de 40 à 60 % de smectites, une assez forte proportion d'illite (20-40 %) et la présence plus épisodique d'une chlorite bien cristallisée ; la partie sommitale de la coupe est caractérisée par une relative constance de la kaolinite (< 15 %, pratiquement absente de la partie inférieure), la disparition de la chlorite et l'accroissement de la proportion de smectite. Notons la quasi-inexistence de la dolomite dans la pbase carbonatée et la présence très fréquente d'aragonite.

b) L'expression marginale de la sédimentation préévaporitique : la plate-forme carbonatée.

Contrairement aux bassins occidentaux, il ne semble pas exister ici d'édifices récifaux à Coralliaires de grande taille et bien structurés, mais plutôt une vaste plate-forme carbonatée (calcaires bioclastiques, à Mélobésiées et à *Halimeda*, calcaires lumachelliques de 10 à 40 mètres d'épaisseur ; elle est surtout développée dans la partie orientale du bassin (région de Knossos-Astritsion), au sud dans la région de Aghia Varvara et au nord ; à l'ouest elle subsiste localement sous forme de quelques lambeaux préservés sur le socle anténéogène (nord de Aghia Varvara par exemple).

Les véritables récifs à Coralliaires (quelques centaines de mètres de long, 10 à 30 mètres d'épaisseur) se développent localement sur les protubérances du substratum (calcaires de Tripolitza) comme

Source : MNHN, Paris

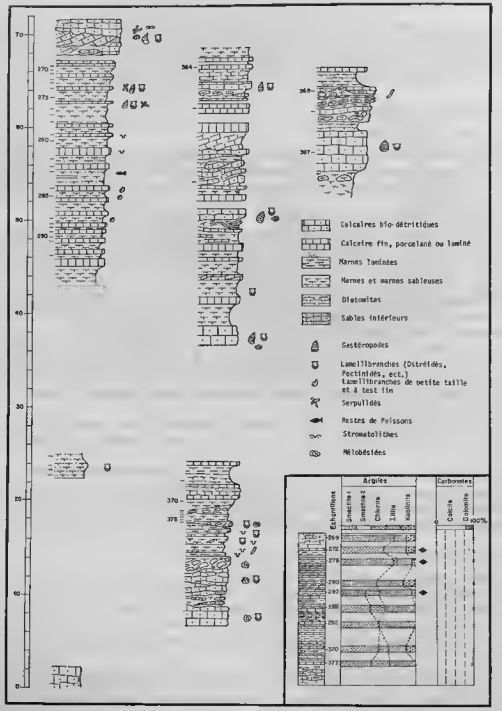


FIG. 38. — Éléments de coupe du ruisseau Ciofyros (près de Tsangaraki, Héraklion, Crète) avec composition des fractions argileuse et carbonatée. La position des échantillons (numérotés de 5 en 5) est indiquée à gauche des colonnes lithologiques.

Source : MNHN, Paris

à l'Est de Tsangariki, à Venerato ou dans la partie orientale du bassin. Dans les édifices observés, le genre *Porites* (Venerato) est encore fréquent mais une certaine diversification des colonies de Coralliaires s'observe à Tsangaraki notamment. Marcopoulo-Diacantoni (1979) a ainsi noté, dans un édifice récifal situé au sud-est de l'île, 10 espèces mais un appauvrissement vers le sommet (survivance de *Tarbellastrea*) indiquant une modification des conditions écologiques dont la signification sera abordée dans la 2e partie (ch. VI).

L'attribution de ces calcaires au Messinien est déduite de leur position géométrique discordante sur un Tortonien supposé et sous des niveaux messiniens (Angelier *et al.*, 1979) ; bien qu'étant conjecturale, elle peut être retenue comme hypothèse de travail en attendant des datations plus précises, en remarquant qu'un événement tectonique local ne peut être considéré comme un marqueur de la limite Tortonien-Messinien.

c) La formation évaporitique.

Les gypses apparaissent sous forme de corps lenticulaires, massifs dont les variations d'épaisseur du centre vers les marges du bassin peuvent être brutales (de 0 à 80 mètres d'épaisseur sur une distance inférieure à 2 km entre Tsangaraki-est et le ruisseau Gioíyros). La formation gypseuse massive (80 mètres d'épaisseur) comporte tous les types classiques de gypse (sélénite, nodulaire, nodulaire à texture aciculaire, laminé détritique). Les phénomènes de glissements synsédimentaires et les rema-

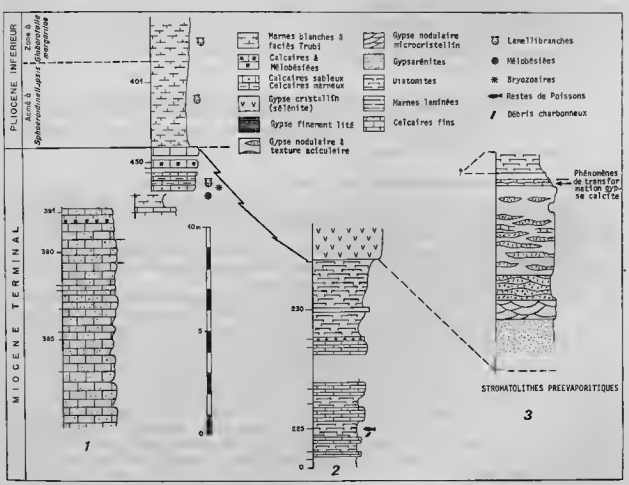


Fig. 39. — Coupes de Aghios Sillas (1), de Pyrgos (2) et de Aghia Varvara-Panassos (3). Bassin d'Héraklion (Crète).

Source : MNHN, Paris

niements sous forme de gypse détritique, de brèche à galets mous de plusieurs décimètres (fragments de gypse laminé) sont internes dans la moitié supérieure de la formation (Tsangaraki-ruisseau Giofyros, Pyrgos). La formation se termine par un horizon irrégulier de brèche hétérométrique (fragments plurimétriques à millimétriques) et polygénique remaniant tous les types de gypse, y compris des gypsorudites.

d) La formation supragypseuse et le passage mio-pliocène (fig. 39).

Près de Panassos, une lentille de gypse peu épaisse est recouverte par des laminites diatomitiques (1-2 m d'épaisseur) dont le contenu floristique indique, pour Gersonde (1980), des conditions marines (au toit du gypse) et un âge miocène contemporain des laminites de Lorca. Il apparaît néanmoins là que la formation gypseuse extrêmement réduite ne représente peut-être que l'équivalent de l'extrême base de la formation évaporitique des autres bassins ; ces laminites pourraient alors être l'équivalent des laminites intragypseuses des bassins de Chypre (voir ci-dessus). Dans ce cas, le dépôt du banc gypseux intercalé pourrait être relativement précoce.

Le Pliocène inférieur à faciès Trubi (marno-calcaires à nanoplancton et foraminifères) a été observé près de Aghios Sillas, reposant directement, au-delà de la limite d'extension du gypse, sur les calcaires à Mélobésiées situés au toit des sables inférieurs ; l'acme à *Sphaeroidinellopsis* a été caractérisé dès la base, et *G. margaritae* rencontré à partir de 5 mètres. L'ensemble montre, avec la présence constante de tests d'Ostréidés, un enrichissement et une diversification soudaines de la nanoflore et de la microfaune tant planctonique que benthique (Lenticulines, Anomalines dont *A. helicina*, *Cibicides lobalatus*, *Planulina ariminensis*, etc.) qui contraste avec la microfaune appauvrie et à cachet littoral des sédiments messiniens sous-jacents (Orbulines, *Cancris*, Uvigérines monosériées, etc.). Au-dessus, la formation est constituée par des marnes à intercalations diatomitiques dont l'étude n'entre pas dans le cadre de ce travail.

II) *Essai de reconstitution du fonctionnement du bassin évaporitique.*

Les caractéristiques essentielles de ce bassin résident dans une différenciation sédimentaire rapide et dans une instabilité tectonique permanente au cours de la sédimentation.

a) L'agencement latéral des faciès (fig. 40).

Le remplissage sédimentaire après l'épisode tectonique d'âge finitortonien supposé débute donc par des formations sableuses, parfois à passées conglomératiques très développées au nord, près de Aghios Sillas et au sud, près de Panassos.

Elles passent très graduellement vers le haut à des calcaires (lumachelliques, à Mélobésiées, à *Halimeda*, etc.) qui forment une vaste plate-forme carbonatée périrécifale à petits édifices à Madréporaires établis sur des protubérances du substratum.

L'accumulation locale, au pied du récif (Tsangaraki-nord), de matériaux provenant du démantèlement de celui-ci atteste une différenciation morphologique rapide ; la différence d'altitude entre le toit du récif et la base de ces accumulations (250 mètres) pourrait — en l'absence de phénomènes tectoniques importants visibles sur le terrain — représenter la différence hathymétrique maximum au début du Messinien. Ces dépressions sur le bord desquelles se développent les glissements synsédimentaires seront le siège de la sédimentation marno-carbonatée la plus fine.

Les dépôts gypseux, terme ultime de ce cycle sédimentaire, présentent une extension réduite et un morcèlement sous forme de corps lenticulaires qui témoignent d'une contraction importante du domaine aquatique, contraction qui s'accompagne inévitablement d'une fragmentation en lagunes isolées. L'extension des corps évaporitiques dont le biseautage sédimentaire (fig. 40 ; pl. 8, A, B) effectif est observable sur le terrain (excluant l'hypothèse d'un simple découpage par failles) n'excède pas une dizaine de kilomètres.

Le Pliocène inférieur inaugure une nouvelle phase de transgression sédimentaire généralisée recouvrant indifféremment les gypses et les formations sous-jacentes marginales.

Source : MNHN, Paris

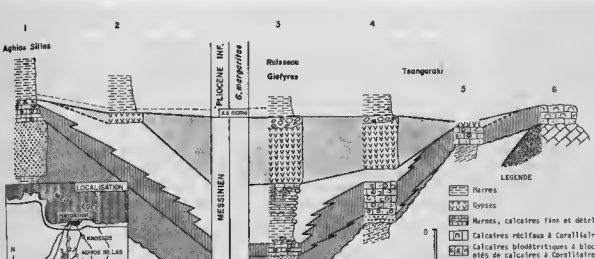


FIG. 40. — Agencement des principaux corps sédimentaires dans le bassin d'Héraklion-nord en Crète (pas de *datum*).

b) L'évolution des milieux de dépôt.

Il semble que l'on puisse affirmer la permanence des conditions marines pendant le dépôt de la majeure partie du cycle sédimentaire (des réserves étant émises quant à la base des sables) du Miocène terminal jusqu'au mur des évaporites et au cours du Pliocène inférieur.

1. — Au Miocène terminal.

Au niveau des calcaires périrécifaux, un milieu marin littoral et des conditions de salinité normales sont indiqués par la diversité de la faune.

Dans les marnes et laminites marno-calcaires ou diatomitiques, la persistance du milieu marin est attestée par la microfaune, la flore (diatomées) et surtout l'abondante nanoflore des passées calcaires. Toutefois, deux faits importants se dégagent : l'établissement de conditions de fond défavorables à la vie liée à une réduction de la teneur en oxygène (rareté de la faune benthique, préservation de la lamination) d'une part et la très forte productivité organique superficielle permettant le dépôt de calcaire extrêmement riche en nanoplancton oligospécifique ; l'abondance locale de Discoastéridés dans certains échantillons pourrait indiquer des températures plus élevées. Le changement des conditions hydrodynamiques qui accompagne nécessairement la mise en place des intercalations de calcaires biodétritiques entraîne une destruction de la stratification du corps d'eau qui permet alors une explosion de la vie benthique (Échinodermes, Lamellibranches, Bryozoaires, Gastéropodes, Serpulidés, etc.) témoignant en outre, comme les épisodes stromatolithiques de Aghia Varvara-Panassos, de la faible profondeur de la tranche d'eau ; à Pyrgos, GARNETTE (1979) l'évalue à partir de l'écologie des diatomées à une valeur maximum de 70 mètres avant le début de la phase évaporitique ; cette valeur n'exclut pas qu'elle ait diminué jusqu'au début de la précipitation évaporitique pour atteindre des valeurs peu élevées mais toujours difficiles à chiffrer. Nous admettrons une profondeur voisine de 200 à 250 mètres dès le début de la sédimentation marine, qui va diminuer vers le sommet jusqu'à une valeur faible qui, en certains points, pourrait être proche de la cote d'émersion (stromatolithes).

La sédimentation évaporitique s'est donc opérée dans des conditions de profondeur très réduite (voir 2e partie du chapitre) dans des corps d'eau résiduels d'étendue limitée et concentrés au niveau

Source : MNHN, Paris

des parties les plus déprimées du dispositif paléogéographique ; un tel schéma implique l'émersion des parties marginales.

Deux hypothèses non exclusives peuvent être avancées pour expliquer la genèse de la brèche terminale : a) émersion définitive et prolongée du bassin conduisant à la dissolution, à l'érosion et au remaniement des gypses ; b) épisode tectonique localisé portant à l'affleurement une partie des dépôts gypseux ; cette dernière hypothèse est confortée par la comparaison avec le bassin de Polemi (Chypre).

2. — Au Pliocène inférieur.

Les caractères de la microfaune abondante et diversifiée indiquent des conditions marines normales avec des eaux de fond oxygénées et une profondeur de l'ordre de la centaine de mètres (si l'on considère l'abondance des Ostréidés).

C. — Les bassins évaporitiques de Chypre

Plusieurs bassins évaporitiques messiniens (Polemi à l'ouest, Pissouri au sud-ouest, Psematismenos au sud-est, la Mesaorée au nord) sont répartis à la périphérie du massif ophiolitique du Troodos (fig. 41) dont la surrection a conditionné en partie leur évolution sédimentaire ; les premiers indices de son émersion définitive apparaissent dès le Miocène terminal (Robertson, 1977 ; Orszag-Sperber et Rouchy, 1979). La sédimentation évaporitique s'intègre au sommet d'une séquence sédimentaire qui débute après la mise en place des nappes de *Mamonia* au Campanien terminal — Maastrichtien (Lapierre, 1970 ; Baroz et Bizon, 1977). Une homogénéité lithologique caractérise cette séquence marquée par la prédominance des faciès marno-gypseux dont la profondeur de dépôt, importante au Maastrichtien, puis au Paléocène (bathyal), décroît régulièrement jusqu'au Tortonien ; l'importance

Fig. 41. — Localisation des principaux bassins évaporitiques de Chypre et situation des secteurs étudiés.

Source : MNHN, Paris

des remaniements est telle qu'une grande partie de ces dépôts pourrait être de type turbiditique. Au Burdigalien toutefois, cette continuité apparente est rompue par la généralisation de la sédimentation récifale. Dans la région du Pentadaktylos, au nord de l'île, une épaisse sédimentation à caractères flysch se développe de l'Oligocène à la base du Messinien à la fin duquel prend place une importante phase de tectonique tangentielle provoquant le chevauchement par les écailles de calcaires mésozoïques, du flysch et même des évaporites messiniennes.

Ces dernières, composées principalement de gypse, renferment néanmoins au sondage de Xeri dans la plaine de la Mésaorée, une lentille salifère de 300 mètres d'épaisseur (Pantazis, 1978) située directement à la base des marnes pliocènes. Parmi les études stratigraphiques ou sédimentologiques consacrées au Messinien, je signalerai : Gass et Cockbain (1971), Pantazis (1967, 1978), Baroz et Bizon (1977), Baroz *et al.* (1978), Shearman et Schreiber (1977), Bizon *et al.* (1978), Orszag-Sperber et Rouchy (1979), Orszag-Sperber *et al.* (1980), Rouchy et Pierre (1979), Rouchy et Monty (1981) en précisant toutefois que de nombreuses espèces minérales dont le gypse y ont été mentionnées depuis l'antiquité (*in* Gaudry, 1862).

I) *Le bassin de Polemi.*

Il occupe schématiquement l'emplacement d'un graben orienté NNW-SSE (Turner, 1971 ; Weisgerber, 1978) et limité par un réseau de failles déterminant sur les marges un dispositif en gradins ; son ouverture septentrionale actuelle vers le domaine marin (baie de Kbrysokhou) correspond à un trait *paléogéographique* pliocène issu d'une importante réorganisation intervenue à la limite mio-pliocène, le bassin messinien se fermant en effet dans cette direction (fig. 42). Les relations très probables avec le grand bassin d'Antalya, sur la bordure duquel (Ride de Florence) le forage D.S.D.P. 375 a traversé une série à bien des égards comparable, demeure difficile à mettre en évidence sur le terrain en raison des limites d'érosion sur la bordure ouest du bassin. Il en est de même au sud pour les relations éventuelles avec le bassin voisin de Pissouri.

Les résultats de ce travail, réalisé pour la majeure partie dans le cadre des activités du groupe P.I.C.G.-U.N.E.S.C.O. 117 [1] ont été partiellement intégrés dans un certain nombre de publications collectives du groupe (Baroz *et al.*, 1978 ; Orszag-Sperber et Rouchy, 1979 ; Orszag-Sperber *et al.*, 1980).

a) Succession verticale et agencement des faciès (fig. 42).

La succession verticale (fig. 42) peut être reconstituée aisément à partir d'un certain nombre de coupes relativement continues au moins jusqu'à la partie supérieure du gypse ; au-dessus, la mauvaise qualité actuelle des affleurements ne permet pas d'observer de contact mio-pliocène aussi précisément que dans les autres bassins méditerranéens.

1. — La formation infraévaporitique.

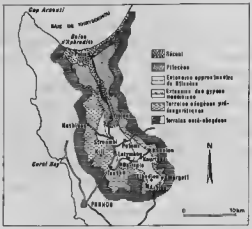
1.1. Description lithologique.

Les marnes bleu-vert, très homogènes, qui forment le Tortonien passent graduellement vers le sommet à une alternance (30-40 m) de marnes et de calcaires à passées diatomitiques caractérisée par sa grande variabilité latérale.

Dans la partie sud-ouest (Kallepia-Letymbou), elle est composée par une alternance régulière (10-50 m d'épaisseur) de marnes bleutées, de bancs de calcaire fin, porcelané ou marneux et de diatomites dont la proportion et le nombre augmentent vers le sommet au détriment des marnes. La partie terminale est caractérisée par l'individualisation brutale d'une masse de 8 mètres d'épaisseur de calcaires détritiques ou biodétritiques (« barre jaune ») caractérisée par des remaniements très abondants

1. Programme International de Corrélation Géologique, Projet 117 : Événements géologiques à la limite mio-pliocène.

Source : MNHN, Paris



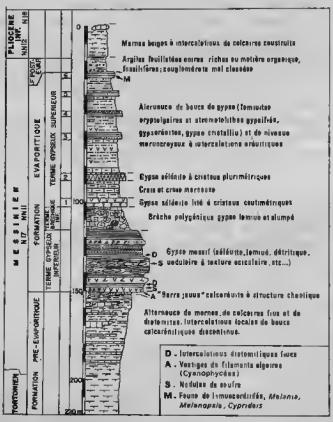


FIG. 42. — Carte d'extension des différents ensembles sédimentaires et colonne lithologique composite et synthétique Bassin de Polemi (Chypre).

Source : MNHN, Paris

de galets plats de gypse (de plusieurs centimètres) et par des figures de glissement synsédimentaire. Au toit, réapparaissent sur quelques décimètres des laminites diatomitiques et des calcaires probablement d'origine algaire à fantômes de cristaux lenticulaires de gypse.

Près de Stroumbi (fig. 43, B ; 44), la formation diffère par l'intercalation de 2 barres calcarénitiques (3-5 mètres d'épaisseur) sous la « barre jaune », la raréfaction des véritables diatomites et le caractère chaotique de cette « barre jaune » sommitale. De nombreux éléments allochtones comprenant des fragments de bancs diatomitiques (longueur métrique), des blocs plurimétriques contournés de calcarénites (pl. 9, B) parfois à galets plats (centimétriques) ou à galets pluridécimétriques de gypse (pl. 9, B) et localement des olistolithes calcaires (10 m × 5 mètres ; pl. 9, A) sont emballés dans une matrice calcarénitique. Les glissements synsédimentaires apparaissent déjà au niveau des bancs calcaires sous-jacents (plis plurimétriques).

Aux extrémités nord-ouest (Theletra) et sud-est (Eledbiou), la « barre jaune » et les diatomites disparaissent pour ne laisser que des alternances régulières de marnes et de calcaires (1-40 cm d'épaisseur) dont certains (Eledhiou) pourraient correspondre à des niveaux stromatolithiques. Il s'agit, en fait, de calcaires finement laminés (lamination millimétrique) dont la recristallisation en calcite microsparitique a effacé toute structure originelle ; ils présentent parfois des figures de remaniements *in situ* sous forme de galets plats. Leur présence dans la partie supérieure de la formation infraévaporitique indique probablement une variation locale nette des conditions de milieu.

1.2. — Cadre biostratigraphique.

L'apparition de *G. mediterranea* à 40 mètres sous la base des gypses coïncide pratiquement avec le début des intercalations calcaréo-diatomitiques.

1.3. — Contenu biologique.

L'étude du contenu biologique ayant été exposée dans les publications précédemment citées, nous n'en fournirons qu'un bref résumé. Les populations de foraminifères benthiques et planctoniques, riches et diversifiées à la base, montrent une nette tendance au nanisme et à l'oligospécificité vers le sommet de la formation préévaporitique ; au niveau des foraminifères benthiques, on note parallèlement la disparition des agglutinants, l'apparition des Glabratelles, l'abondance selon les cas des Milioles, des Bolivines, des Bulimines (*Bulimina echinata*). Une évolution comparable caractérise la nanoflore, avec vers le sommet, l'individualisation d'un niveau à *Braarudosphaera bigelowi*. Les calcaires fins (pl. 9, H) sont fréquemment constitués par une accumulation de coccolithes de taille réduite (3-5 µm pour le plus grand nombre) et oligospécifiques (*Cyclococcolithus leptoporus* et *Reticulofenestra* sp. notamment sont parmi les plus fréquents).

Les populations de diatomées des échantillons prélevés dans la coupe de Kallepia ont été étudiées par Gardette (1979) ; elles sont constituées quasi exclusivement de formes marines jusqu'à la base de la « barre jaune » ; parmi les plus fréquentes on note : *Thalassionema nitzschioides* et *Rhizosolenia* ; vers le sommet on observe une augmentation de la proportion des pennées au détriment des centriques, le développement des formes benthiques épiphytes et enfin de part et d'autre de la « barre jaune », l'apparition des formes saumâtres ou d'eau douce (*Cocconeis placentula*, *Mastogloia smithii*, *Melosira granulata*).

A ces organismes s'ajoutent dans les calcaires, des Discospirines, des restes de Posidonies, une faune de Lamellibranches (*Abra alba*, *Abra alba euxinia*, *Thracia*, *Myrtea*, Pectinidés de petite taille et à test mince).

1.4. — Composition des fractions argileuse et carbonatée.

La composition de la fraction argileuse montre une évolution verticale très nette (fig. 43, A). Dans la partie inférieure de la formation infraévaporitique, elle comporte 50 à 70 % de smectite bien cristallisée, de l'illite (10-25 %), de la kaolinite (19 à 25 %) et dans certains échantillons de l'attapulgite (jusqu'à 10 %). Dans le tiers supérieur, elle évolue vers une composition presque monominérale qui prévaut jusqu'au sommet des évaporites, avec des smectites (> 90 %) et de très faibles quantités de kaolinite et d'attapulgite.

La fraction carbonatée est presque exclusivement composée de calcite ; la dolomite (< 50 %)

Source : MNHN, Paris

qui apparaît occasionnellement dans la partie médiane de la formation infraévaporitique disparaît totalement dans le 1/3 supérieur. L'aragonite est présente à plusieurs niveaux (0,5 %) de la phase carbonatée.

2. — La formation évaporitique (fig. 42, 44, 45, A et B).

2.1. — Description lithologique.

Cette formation (épaisseur maximum 120 mètres à Tbeletra) est subdivisée en deux termes principaux séparés par un terme bréchique intermédiaire.

2.1.1. — Le terme gypseux inférieur (40 mètres).

Il est composé de gypse massif n'admettant qu'une à deux intercalations (fig. 45, A) d'argiles feuilletées et de laminites diatomitiques (30 cm à 1 mètre). Différents types de gypse y sont représentés : sélénite décimétrique (barre unique de 1 à 3 mètres d'épaisseur), laminé, nodulaire à texture aciculaire développé principalement dans une masse de gypse laminé (6-7 mètres d'épaisseur) remarquablement continue à l'échelle du bassin (pl. 9, D) ; les niveaux de gypses détritiques — en séquences granoclassées (arénites à rudites) ravinant les sédiments sous-jacents — en s'ajoutant aux autres composants assez constants dans le bassin, provoquent l'épaississement local de la formation (fig. 45 ; coupe de Letymbou au centre).

2.1.2. — Le terme bréchique intermédiaire (15-20 mètres).

Il s'agit d'une brèche polygénique et hétérométrique qui est présente malgré quelques variations locales sur toute la surface du bassin. Les éléments gypseux ou accessoirement calcaires de quelques centimètres à 1 ou 2 mètres de plus grande dimension sont emballés dans une matrice crayeuse ou gypsarénitique. Le passage latéral a un horizon presque intégralement crayeux est observable au sud-est (région de Eledhiou) tandis que près de Kourtaka à l'est, les deux-tiers supérieurs sont constitués par une masse de gypse finement lité (type laminites cryptalgaires gypsifiées) affectée de contournements complexes de grande amplitude (métriques) donnant un aspect chaotique.

2.1.3. — Le terme gypseux supérieur (50-60 mètres).

Six bancs de gypse (2-5 mètres) alternent avec des horizons (5-10 mètres) de nature marneuse, crayeuse ou calcarénitique. Un changement important dans la nature du gypse se marque à partir du troisième banc par le passage d'un gypse sélénite (centimétrique dans le premier banc, plurimétrique ou « palissadique » dans le second) à un gypse principalement laminé (laminites cryptalgaires et stromatolithes gypsifiés) associé encore à du gypse détritique et accessoirement du gypse sélénite.

Les interphases sont constituées par des marnes, des calcarénites et des sédiments crayeux présentant très fréquemment l'aspect d'une sédimentation rythmique ; des niveaux noirs riches en débris végétaux et coquilles de Mollusques d'affinités saumâtres s'intercalent dans les deux niveaux sommitaux. Des figures de dessiccation ont été observées (Weisgerber, 1978).

L'interruption locale de la continuité des bancs gypseux est liée en général à des phénomènes de ravinement d'amplitude décamétrique, très développés à l'ouest près de Kathikas (pl. 9, C).

2.2. — Le contenu biologique.

La microfaune et la nanoflore sont rares, n'apparaissent que très épisodiquement sous la forme d'assemblages oligospécifiques de taille réduite (*Reticulofenestra* sp., *G. quinqueloba*, etc.) et sont caractérisées par l'abondance des remaniements du Crétacé au Miocène. Au niveau du terme supérieur, *Ammonia beccarii*, *Cyprideis* (existence de véritables « Lumachelles » à *Cyprideis* au toit du deuxième banc gypseux supérieur à Stroumbi) et des oogones de Characées sont fréquents. Les populations de diatomées des intercalations diatomitiques du terme inférieur et de certains niveaux marneux du terme supérieur sont caractérisées par l'adjonction de nombreuses formes saumâtres aux formes marines.

Parmi les Mollusques, notons la seule présence dans le terme supérieur de faunes d'affinités saumâtres à euryhalines : Gongéries, *Melania* dans les intercalations marneuses sommitales et de

Source : MNHN, Paris

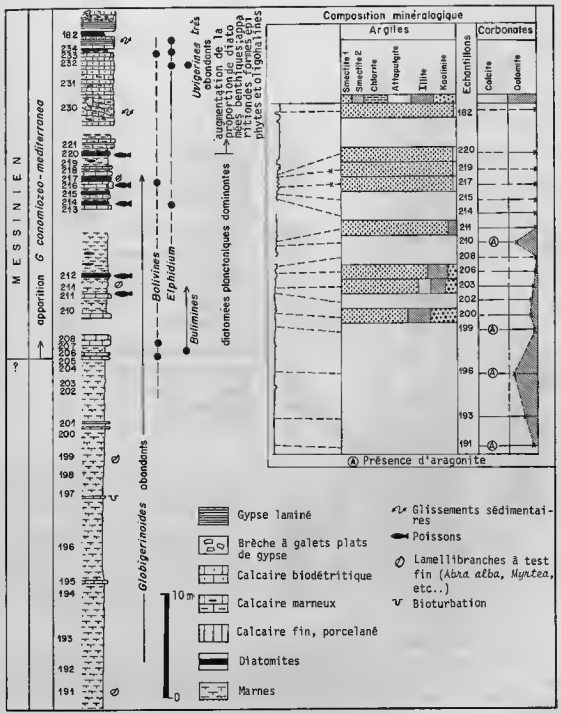


FIG. 43A. — Coupe de Kallepia. Composition des fractions argileuse et carbonatée (bassin de Polemi, Chypre). La position des prélèvements est indiquée à gauche de la colonne lithologique.

Source : MNHN, Paris

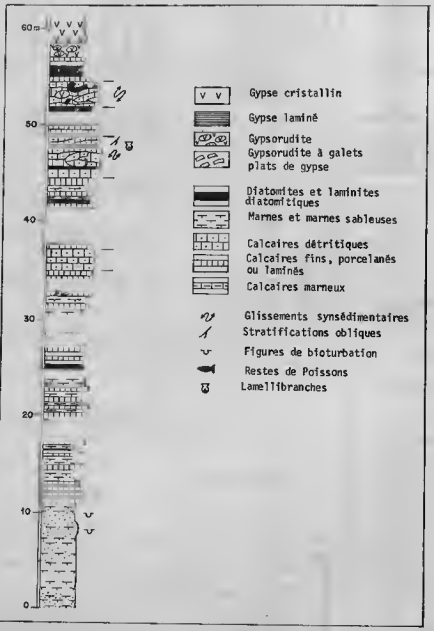


FIG. 43B. — Coupe de Stroumbi (bassin de Polemi, Chypre) montrant le développement des bancs calcaires vers le sommet de la formation préévaporitique et la structure chaotique de la barre jaune sommitale.

Source : MNHN, Paris

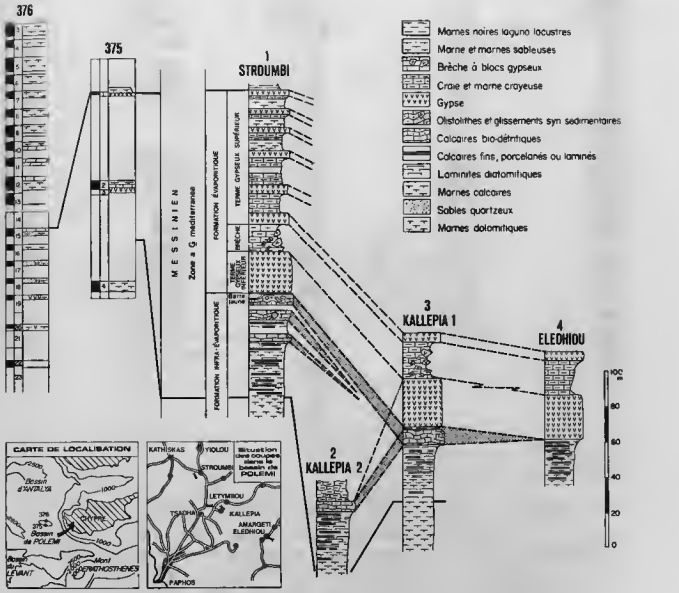


Fig. 44. — Comparaison de quelques coupes dans le bassin de Polemi (Chypre) ; noter en particulier la disparition complète de la formation évaporitique vers l'ouest entre Kallepia 1 et 2 sur une distance d'environ 1,5 kilomètre. A gauche sont représentées à titre de comparaison les colonnes lithologiques des sondages D.S.D.P. nº 375 et 376 implantés à l'ouest du bassin de Polemi sur la ride de Florence.

Source : MNHN, Paris

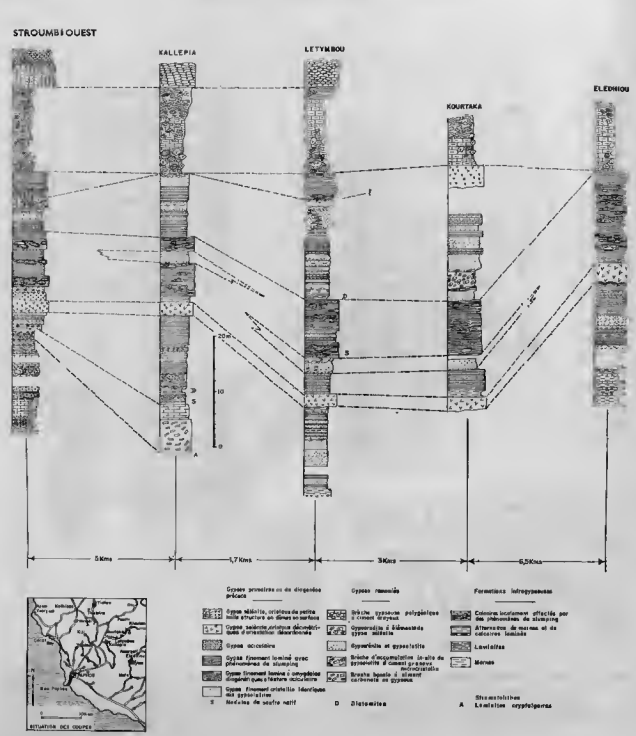


FIG. 45A. — Évolution latérale du terme gypseux inférieur dans le bassin de Polemi (Chypre). Noter que les variations d'épaisseur importante résultent de l'adjonction de passées détritiques dans un ensemble relativement homogène sur l'ensemble du bassin.

Source : MNHN, Paris

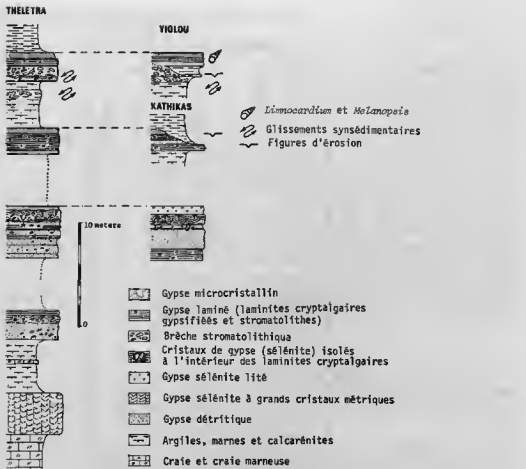


FIG. 45B. — Coupes du terme gypseux supérieur du bassin de Polemi (Chypre).

Limnocardiidés, *Melania*, *Melanopsis* (associés à *Cyprideis* sp.) et à des structures évoquant des larves d'insectes (Phriganes) dans les deux niveaux gypseux terminaux.

Il est surtout important de souligner que les algues Cyanophycées ont réalisé, pendant les phases hypersalines, le peuplement exclusif de ces milieux : voir laminites cryptalgaires incluses dans le gypse sélénite à la base de la formation ainsi que les stromatolithes et laminites cryptalgaires gypsifiés constituant les quatre bancs gypseux sommitaux du terme supérieur (la description est fournie dans la deuxième partie du chapitre).

L'un des échantillons de laminites diatomitiques intercalé dans le terme inférieur (Stroumbi, éch. 78.52) contient jusqu'à 3.27 % de carbone organique. La nature organique semble être d'origine sapropélique et immature et contient en plus de rares débris végétaux des particules charbonneuses peu abondantes et des microfossiles d'origine aquatique et continentale : enveloppes organiques de foraminifères et pollen de Gymnospermes.

2.3. — Composition des phases argileuse et carbonatée ((fig. 46).

Elle est comparable à celle du sommet du terme préévaporitique : nette prédominance des smectites (de 70 à 95 %), constance de l'attapulgite et présence épisodique d'illite et de kaolinite.

On constate que, assez paradoxalement, la dolomite n'est que très faiblement représentée dans les 15 échantillons examinés, montrant ainsi une très nette différence avec le terme équivalent du site 376 où elle est dominante (HSÜ, MONTADERT *et al.*, 1978). La même différence est d'ailleurs observable au niveau des sédiments évaporitiques.

Source : MNHN, Paris

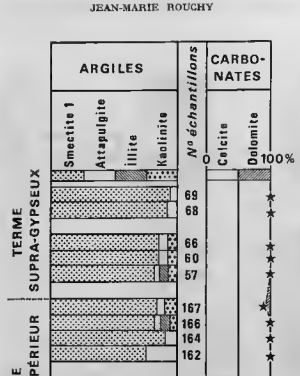


FIG. 46. — Composition des fractions argileuse et carbonatée des marnes intra et postévaporitiques du bassin de Polemi (Chypre).

3. — La formation postévaporitique et le passage au Pliocène.

3.1. — Le Miocène postévaporitique.

Des marnes noires riches en matière organique (2,55 % de carbone organique, WEISGERBER, 1978) et contenant *Melanopsis*, *Melania*, *Cyprideis*, des Planorbes, *Ammonia* et des oogones de Characées reposent au-dessus du dernier banc de gypse ; elles sont associées localement à quelques passées conglomératiques grossières (Yiolou) à galets de matériel volcanique du Troodos.

L'absence de tout marqueur biostratigraphique ne permet pas d'attribuer un âge précis à ces sédiments que, seule une comparaison avec des bassins voisins (Pissouri notamment) nous incite à ranger encore dans le Miocène.

3.2. — Le Pliocène.

Des marnes beiges à brunes contenant à la base des associations peu diversifiées de foraminifères planctoniques caractéristiques de l'acme à *Sphaeroidinellopsis*, recouvrent sans discordance angulaire ni ravinement (à l'échelle de l'affleurement) les niveaux précédents ; toutefois, l'insuffisance des affleurements de bonne qualité ne permet pas de généraliser ces modalités à l'ensemble du bassin. Très rapidement les marnes s'enrichissent en foraminifères dont *G. margaritae* et en nanoflore caractéristique de la biozone à *Ceratolithus tricorniculatus*. Localement, de petites lentilles de calcaires bioclastiques s'intercalent dans les couches de la *biozone* à *G. puncticulata*.

Source : MNHN, Paris

b) Évolution du milieu de sédimentation.

1. — Du début du Messinien à la base des évaporites.

A la base du Messinien, une microfaune benthique et planctonique et une nanoflore diversifiées indiquent des conditions marines normales avec une profondeur de dépôt que l'on peut, avec Bizon *et al.* (1979), considérer comme étant comprise entre 200 et 500 mètres et correspondant au rebord du talus continental. Cette valeur est confirmée par l'étude des Échinodermes (Heimann, communication orale) et des diatomées. En s'élevant dans le profil, la diminution progressive de la diversité des espèces planctoniques, l'apparition dans le benthos d'*Elphidium* puis de Miliolidés, l'accroissement de la proportion de diatomées pennées par rapport aux centriques indiquent une réduction progressive de la profondeur (milieu de plate-forme externe). Parallèlement, la présence constante de Bolivines, de *Bulimina echinata* et d'une faunule de Lamellibranches, adaptés aux milieux mal oxygénés (Rouchy et Freneix, 1979) indique un confinement de la tranche de fond. A la partie sommitale de la formation, l'évolution se poursuit avec une tendance très nette à l'oligospécificité de la microfaune et de la nanoflore qui montre une dégradation très nette des conditions dans la tranche superficielle ; la présence de *Braarudosphaera* et l'apparition de diatomées d'affinités saumâtres témoignent alors de fluctuations superficielles de salinité avec phases de dessalure, tandis que l'apparition des formes de diatomées épiphytes indique une profondeur extrêmement réduite, conditions qui durent jusqu'au contact du gypse. Cette évolution ne révèle donc aucun changement drastique de milieu mais une évolution progressive.

2. — L'installation des conditions évaporitiques.

Une différenciation s'instaure vers la base des évaporites, avec la mise en place sur la bordure occidentale des sédiments chaotiques de la « barre jaune », tandis que la sédimentation marno-calcaire fine se poursuit au nord-ouest et au sud-est où semblent même se développer des tapis algaires dans les milieux protégés.

La signification de cette « barre jaune » est extrêmement importante ; au cours de l'excursion du 5e Séminaire sur le Messinien (Orszag-Sperber et Rouchy, 1979), plusieurs spécialistes ont émis l'hypothèse qu'il pourrait s'agir d'un remplissage de chenaux d'érosion peut-être corrélable avec la surface d'érosion périméditerranéenne (« pre-salt » discordance) ; de nombreux composants allochtones sont remaniés à partir d'une plateforme carbonatée proche, actuellement enlevée par l'érosion, mais dont les vestiges persistent à l'est près de Khoulou. L'existence, à Stroumbi notamment, de plusieurs épisodes carbonatés sous-jacents caractérisés par une intensification *verticale progressive* des phénomènes de slumping, s'oppose à l'interprétation d'un événement accidentel à l'échelle méditerranéenne ; la préservation de fragments lithoïdes de laminites diatomitiques (métriques), de galets plats de gypse, la mise en place d'olistolithes carbonatés plaident en faveur de glissements par gravité à partir d'une zone marginale soumise à une dynamique d'émersion progressive.

L'un des faits importants est également *le diachronisme du début de la sédimentation évaporitique* illustré par l'abondance des galets plats de gypse ou des galets de gypse sélénite dans cette barre carbonatée. Du gypse avait déjà été précipité en quantités relativement importantes sur les marges pendant que se mettaient en place dans la partie centrale les éléments de la brèche et même les laminites diatomitiques sus-jacentes. *L'initiation du processus de sédimentation évaporitique* est de *plus en plus récente des marges vers le centre du bassin* et ne coïncide pas nécessairement avec la base de la formation gypseuse actuellement observable.

3. — Pendant la phase évaporitique.

Le contenu organique de la formation évaporitique (laminites diatomitiques) indique une altération du milieu marin et l'installation de milieux de très faible profondeur.

Dans le terme inférieur, les phases de précipitation évaporitique sont interrompues par le dépôt de laminites diatomitiques riches en matière organique caractéristiques de milieux réducteurs (préservation de la nature organique et de la lamination, présence de nodules de soufre).

Source : MNHN, Paris

Dans le terme supérieur, au contraire, d'importantes fluctuations de salinité affectent la tranche d'eau originellement marine depuis des conditions saumâtres, voire d'eau douce, jusqu'aux milieux hypersalins ; les évaporites se développent dans des milieux résiduels de très faible profondeur soumis à de fréquentes phases d'émersion localisées et peuplés quasi exclusivement par les tapis à Cyanophycées ou par des organismes eury- à oligobalins.

4. — La signification de l'épisode bréchique intermédiaire.

Le fait que l'érosion responsable de cet épisode bréchique ait affecté localement toute l'épaisseur du terme gypseux inférieur dont l'ensemble des composants est remanié, semble exiger un soulèvement local au moins égal à l'épaisseur totale de cette formation suivi d'un démantèlement ; la dissection par un réseau fluviatile au cours d'une simple phase d'émersion temporaire ne peut à elle seule rendre compte des caractères de cet épisode bréchique (nature gypseuse polygénique des éléments, hétérométrie, continuité géographique). D'ailleurs, sa continuité et son caractère globalement isopaque sont difficilement explicables par une phase d'érosion par un réseau fluviatile.

Une augmentation possible de la taille des blocs remaniés vers l'ouest, leur disparition partielle vers le sud, la réapparition de gypse laminé vers l'est (Kourtaka) militent en faveur d'une provenance occidentale des éléments sans qu'il soit possible d'écarter l'hypothèse de phénomènes d'érosion sur la marge du massif du Troodos en cours de surrection. Comme l'a noté Weisgerber (1979), le terme gypseux inférieur disparaît brutalement près de Kallepia sur une distance inférieure à 1 kilomètre, en direction de la marge occidentale, indiquant très probablement une interruption d'origine tectonique.

L'hypothèse d'une dissolution de bancs salifères (connus dans la Mesaorée) dont la position entre les deux ensembles sulfatés serait conforme à celle que l'on connaît en Sicile (Ch. II) ne peut être écartée, bien qu'aucune preuve ne soit obtenue dans l'état actuel des recherches.

5. — A la fin de l'épisode évaporitique.

Les marnes noires supragypseuses correspondent à un milieu laguno-lacustre vraisemblablement stratifié à tranche de fond euxinique, sinon appauvrie en oxygène, et qui traduit seulement la généralisation des processus de dessalure déjà observés au niveau de la formation évaporitique.

6. — Au Pliocène.

Le début du Pliocène est marqué par la restauration des conditions marines franches indiquées par une microfaune abondante et diversifiée qui succède à une profonde restructuration paléogéographique liée probablement, comme l'a envisagé Weisgerber (1978), à un effondrement de la partie septentrionale du graben.

11) *Le bassin de Pissouri.*

Le bassin évaporitique de Pissouri (fig. 41) correspond en fait à l'une des parties d'un vaste domaine sédimentaire limité à l'ouest par le complexe des nappes de *Mamonia*, et au nord et à l'est par la bordure méridionale du massif du Troodos ; les évaporites y sont présentes dans des secteurs d'extension très limitée, parmi lesquels celui de Pissouri présente l'intérêt de permettre une analyse détaillée des modalités de passage mio-pliocène ; les résultats ont déjà été exposés dans deux articles préliminaires de Orszag-Sperber et Rouchy (1979) et Rouchy *et al.* (1980).

a) Les formations préévaporitique et évaporitique.

Comme dans tous les autres bassins messiniens de Chypre, la formation préévaporitique est constituée par des alternances — sur 40 mètres d'épaisseur — de calcaires fins, de diatomites et de marnes. Au sommet s'individualisent soit des masses lenticulaires de calcaires récifaux à pararécifaux (20 mètres d'épaisseur environ) recouverts localement par un horizon de laminites cryptalgaires, soit des masses

Source : MNHN, Paris

chaotiques remaniant les niveaux sous-jacents et riches en Lithothamniées. Ces niveaux qui rappellent la barre jaune de Polemi, reposent localement (route Pissouri-Alekthora) sur les marnes diatomitiques sous-jacentes par un contact tranché mais correspondant rigoureusement à un plan de stratification (sans discordance angulaire ni de ravinement). En direction du nord (vers Alekthora) réapparaissent des masses de calcaires récifaux à pararécifaux relativement étendus.

Par ses différents caractères pétrographiques, la formation gypseuse massive, dont l'épaisseur n'excède pas 30 à 40 mètres, s'apparente au terme gypseux inférieur de Polemi dont elle comporte les mêmes types de gypse (sélénite, laminé, nodulaire à texture aciculaire, détritique, brèches de type « debris flows », etc.). Vers le sommet s'intercalent des niveaux carbonatés à Ostracodes lisses et *Ammonia beccarii*. Au toit de la formation semble exister également une phase de bréchification.

b) Les modalités de passage miocène-pliocène (fig. 47).

La formation postévaporitique (30-35 mètres) est constituée principalement par des conglomérats à galets carbonatés (atteignant 30 cm) dans lesquels s'intercalent des horizons de paléosols ; la microfaune comporte presque exclusivement *Ammonia beccarii* et *Cyprideis* et un plancton marin nain rencontré à un seul niveau. Au sommet des conglomérats, s'individualisent des calcarénites et des diatomites, puis un horizon (87 cm) de paléosol hydromorphe. L'ensemble conglomératique est affecté de grands plis décamétriques tronqués et scellés par l'installation du paléosol terminal.

Ce dernier est recouvert par des argiles versicolores (8 cm) à microfaune marine épipélagique puis par des marnes blanches à faciès Trubi dont les cinq premiers centimètres de teinte rouille correspondent au remaniement des horizons sous-jacents. Elles contiennent, dès la base, une microfaune benthique oligospécifique à *Bulimina exilis* et *Epistominella smithi* dont la répartition actuelle se situe respectivement entre 30 et 3 000 m et 350 et 1 500 mètres (*in* Rouchy *et al.*, 1980). L'acme à *Sphaeroidinellopsis* est définie à 50 centimètres au-dessus du paléosol et le reste de la série (15-20 mètres) appartient à la biozone à *G. margaritae* qui se termine à nouveau par des faciès biocalcarénitiques à faune littorale. La biozone à *G. crassaformis* (Pliocène supérieur), individualisée à proximité du littoral actuel et en contrebas des affleurements de Pliocène inférieur, comporte des marnes et les calcarénites affectées d'importants phénomènes de glissement en direction du domaine marin actuel.

c) Reconstitution de l'histoire du bassin.

L'évolution suivante peut être envisagée :

1. — La sédimentation préévaporitique.

Le confinement progressif d'une tranche d'eau marine de profondeur relativement peu importante est attestée par les caractères de la microfaune et par la présence, dès le Burdigalien, de faciès récifaux. Une réduction bathymétrique importante illustrée par l'individualisation de calcaires bioclastiques, de laminites cryptalgaires ou de niveaux à Lithothamniées s'observe jusqu'à *la base des évaporites*.

2. — La sédimentation évaporitique.

Elle prend place dans des milieux résiduels de très faible profondeur et soumis à des phénomènes d'érosion, voire épisodiquement émergés.

3. — La fin de l'épisode évaporitique.

Elle est marquée par l'installation probable de milieux saumâtres, lacustres ou à salinité variable, de faible profondeur et par l'importance des phénomènes d'érosion conduisant au dépôt d'épaisses formations conglomératiques caractéristiques de milieux de haute énergie (« braided-stream »), alternant avec des épisodes d'émersion, matérialisés par des paléosols. Une *phase de plissement* affecte l'ensemble de ces faciès avant l'émersion finale du bassin, caractérisée par l'horizon terminal de paléosol

Source : MNHN, Paris

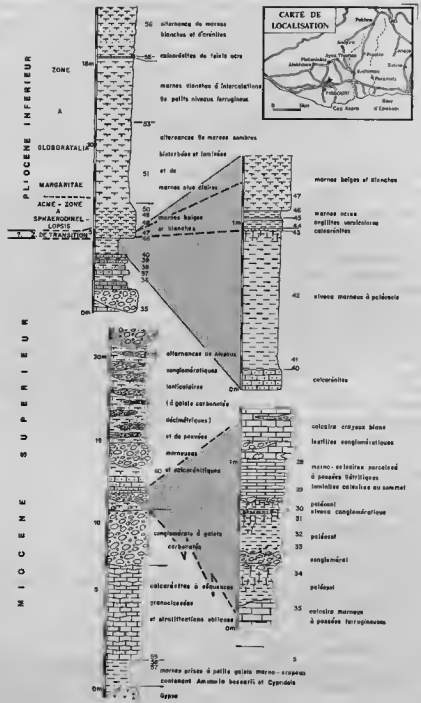


FIG. 47. — Coupe du passage mio-pliocène de Pissouri-village (d'après ROUCHY *et al.*, 1980).

Source : MNHN, Paris

qui recouvre les conglomérats plissés par l'intermédiaire d'une surface de troncature. Cet épisode est donc marqué par des milieux très variables dans lesquels persistent des conditions marines fugaces (microfaune oligospécifique et naine).

Trois hypothèses non exclusives peuvent être émises pour expliquer les plissements finimessiniens :

a) écho local d'une phase de compression finimiocène connue en d'autres points de Méditerranée orientale et responsable notamment du chevauchement du Pentadaktylos sur les évaporites,

b) plasticité exceptionnelle des couches sous-jacentes (halocinèse discrète),

c) glissement en masse de la couverture sédimentaire du Troodos liée à la surrection du massif qui forme la bordure septentrionale du bassin, surrection dont les indices sont connus dans les bassins voisins ; cette hypothèse paraît être la plus vraisemblable.

4. — Au début du Pliocène.

Une ingression marine soudaine et un réapprofondissement rapide sont illustrés par l'apparition d'une microfaune benthique profonde (zone bathyale supérieure) de la base du Pliocène.

5. — Après le Pliocène inférieur.

Une nouvelle réorganisation paléogéographique intervient, conduisant à la mise en place du dispositif morphologique actuel qui se traduit par l'emboîtement du Pliocène supérieur en contrebas du Pliocène inférieur. Ce dernier, qui débute par une sédimentation marneuse indicatrice de milieux relativement profonds, s'achève par des sédiments littoraux.

III) *Le bassin de Psematismenos-Tochni* (fig. 48).

Ce bassin ne constitue en fait qu'une partie d'un vaste ensemble occupant le sud-est de l'île et composé d'une succession de petits bassins séparés par des zones de haut-fond couvertes de calcaires récifaux. Dans le cadre d'études régionales beaucoup plus étendues, Bagnall (1960) par une cartographie au 1/30 000e et Pantazis (1967) ont apporté une première contribution à la connaissance de ce secteur. Son intérêt est de permettre l'observation d'une différenciation sédimentaire à la base des évaporites (laminites-calcaires-terrigènes), des relations évaporites-carbonates récifaux (calcaires de Koronia) et des diverses modalités de relation mio-pliocène. Il a donc fait l'objet d'investigations cartographiques, stratigraphiques et sédimentologiques.

Très schématiquement, l'aire d'extension des gypses forme un triangle qui, à partir de Kbirokitia au nord, s'ouvre progressivement en direction de la mer vers le sud et dont la base est-ouest correspond à la limite d'ennoyage sous les formations plus récentes plio-quaternaires ; toute la bordure NW-SE correspond à une frange de calcaires récifaux qui isolent le sous-bassin de Psematismenos de ceux d'Alaminos à l'est et des affleurements septentrionaux qui, du nord de Khisokitia à Kophinou, puis à Anaphotia, sont localisés dans une dépression orientée E.W.

a) Succession lithologique, cadre biostratigraphique et sédimentologique.

Une différenciation sédimentaire très accusée d'est en ouest, nécessite au niveau de la formation préévaporitique, la présentation de plusieurs coupes représentatives des différents domaines de sédimentation.

1. — La formation préévaporitique (fig. 49).

1.1. — A l'ouest : coupe de Kalavasos (fig. 49 A).

1.1.1. — Cadre biostratigraphique et description litbologique.

Cette coupe pose un délicat problème d'interprétation biostratigraphique puisque l'apparition de *G. conomiozea-mediterranea* coïncide pratiquement avec la base de la biozone NN9 (nanoplancton

Source : MNHN, Paris

FIG. 48. — Carte géologique des environs de Psematismenos illustrant les relations entre carbonates et conglomérats d'une part, et évaporites d'autre part (bassin de Psematismenos-Tochni, Chypre).

calcaire) caractéristique de la fin du Serravallien ou du début du Tortonien ; ceci pourrait être lié à un décalage local dans l'apparition des marqueurs, décalage dû à des conditions propres de milieu ou à des phénomènes de remaniement de nanoflore. De nouvelles études sont en cours pour tenter de lever cette indétermination.

Elle débute par des marnes homogènes qui s'enrichissent progressivement en laminites argileuses ou argilo-diatomitiques (pl. 9, F, G), puis en calcaires fins, marneux ou porcelanés (calcaires à Discopirines). Les premières laminites apparaîtraient déjà dans la zone NN9 et en tout cas avant l'apparition de *G. mediterranea*. Elles deviennent ensuite très abondantes et alternent dans les deux-tiers supérieurs avec des bancs de calcaire fin dont l'épaisseur et le nombre augmentent vers le haut. Vers le sommet apparaît un horizon décimétrique de calcaire biodétritique à fragments de Mélobésiées. Les trois mètres sommitaux sont constitués par des calcaires stromatolithiques (plusieurs décimètres d'épaisseur) alternant au début avec des laminites diatomitiques et des calcaires fins (pl. 10, A), puis avec des passées de brèches intraformationnelles d'épaisseur décimétrique.

1.1.2. — Contenu biologique.

Dès la généralisation des laminites, on note la raréfaction des foraminifères planctoniques et la disparition des *Globorotalia* carénés ; parmi les benthiques, la présence d'*Elphidium* devient constante ainsi que celle des Bolivines dans les deux-tiers supérieurs. *Ammonia beccarii* et les Bulimines apparaissent dans les 20 mètres supérieurs de la coupe. Le nanoplancton calcaire et généralement abondant et dominé par l'association classique à *Cyclococcolithus leptoporus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Sphenolithus abies* et *Helicosphaera carteri* ; les Discoastérides sont également abondants à certains niveaux.

Les intercalations calcaires fines s'avèrent constituées fréquemment par une accumulation oligospécifique de coccolithes de petite taille (pl. 9, H) appartenant aux espèces précédemment citées

Source : MNHN, Paris

auxquelles s'ajoute, dans un niveau intercalé entre les stromatolithes sommitaux, une association monospécifique à *Rhabdosphaera claviger*. Ces niveaux sont également riches en Discospirines, en petits Lamellibranches centimétriques identiques à ceux décrits à Kallepia (Polemi) et en restes de Posidonies.

1.1.3. — Étude sédimentologique.

a) Les laminites inframillimétriques sont de nature essentiellement marneuse à marno-diatomitique et correspondent à des alternances de lamines à dominante argileuse et de lamines riches en nanoplancton calcaire ou en diatomées, plus abondantes vers le sommet de la coupe. Les lamines aragonitiques (100 µm épaisseur environ) sont fréquentes et composées de bâtonnets ou d'aiguilles (2-4 µm de longueur : pl. 9, I).

b) Les calcaires fins présentent soit une texture finement laminée, soit une texture massive et porcelanée ; leur composition est seulement fonction de l'importance relative des composants organiques (nanoplancton calcaire) et détritiques (argiles et grains quartzo-carbonatés). Ils présentent très fréquemment des figures de bioturbation et contiennent régulièrement des Lamellibranches de petite taille identiques à ceux observés à Polemi (*Abra alba*, *Myrtea*, etc.).

c) Stromatolithes et laminites cryptalgaires sommitaux.

Il s'agit de laminites calcaires millimétriques et inframillimétriques (pl. 10, B), à litage plan ou ondulé, alternant avec les laminites ou des calcaires porcelanés et admettant des passées de conglomérats intraformationnels ; une description détaillée figure dans un article de Rouchy et Monty (1981).

La lamination résulte de l'alternance de deux types de lamines (pl. 10, B, D) : les premières (500 µm à 2 mm) sont composées par un réseau dense de filaments (diamètre moyen : 60 µm, longueur : 1 mm), d'orientation irrégulière, composés exclusivement de micrite et emballés dans une calcite microsparitique drusique (pl. 10, D, E) : les seconds (150 à 800 µm) se distinguent par les dimensions plus petites des filaments (diamètre moyen : 30 µm) et leur densité plus grande ; l'ensemble est composé exclusivement de calcite non magnésienne. Il s'agit donc de laminites induites uniquement par une croissance cyclique d'algues filamenteuses dominées par un ou deux genres et sans indication de matériel détritique piégé par les filaments (pl. 10, C).

Une autre variété peut être définie par l'intercalation entre les lamines algaires (600 µm d'épaisseur, filaments d'environ 40 µm de diamètre) de lamines détritiques (600 µm à 1,5 mm) composés de débris organiques ou de foraminifères ou bien de lits présentant des figures en « *fenestrae* » formées de calcite microsparitique. Il s'agit ici d'alternances algo-sédimentaires.

La troisième variété est constituée par des laminites à ooïdes (pl. 10, F) et niveaux à pisoïdes (Pl. 10, G) dont la lamination est irrégulière et discontinue (microdiscordances, biseaux, etc.) ; elles comportent des corpuscules (100 à 600 µm) à texture micritique homogène ou présentant un cortex finement laminé (pl. 10, G). Les pisoïdes peuvent être constitués soit par un noyau (péloïde, agrégat de péloïdes, organisme) entouré par un cortex à enveloppes concentriques, soit par un agrégat polygénique de grains divers ; certains sont entourés par une enveloppe externe (100 µm) à texture concentrique ou radiaire (épaisseur de 30 à 40 µm environ) évoquant alors une ancienne texture aragonitique (pl. 10, H, I, J, K).

Les passées conglomératiques associées à une phase de fragmentation des laminites et de remaniement sous forme de « galets » plats comportent principalement des fragments de marnes à Globigérines entourés par une pellicule externe sombre, des péloïdes, de rares sections de Gastéropodes et des vides circulaires d'appartenance biologique incertaine (sections de *Serpulidés* ?).

1.1.4. — Composition des fractions argileuse et carbonatée.

Il est important de souligner que la dolomite, présente à plusieurs niveaux dans la partie médiane (toujours $< 50\ \%$ de la phase carbonatée), disparaît à 35 mètres sous les évaporites : les niveaux stromatolithiques en sont dépourvus. L'aragonite apparaît en bâtonnets subbédraux (pl. 9, I) à plusieur niveaux dans les laminites. La fraction argileuse comporte (fig. 49, A) une assez forte proportion de smectite bien cristallisée, de l'attapulgite dans la partie médiane de la coupe, de l'illite et de la chlo-

Source : MNHN, Paris

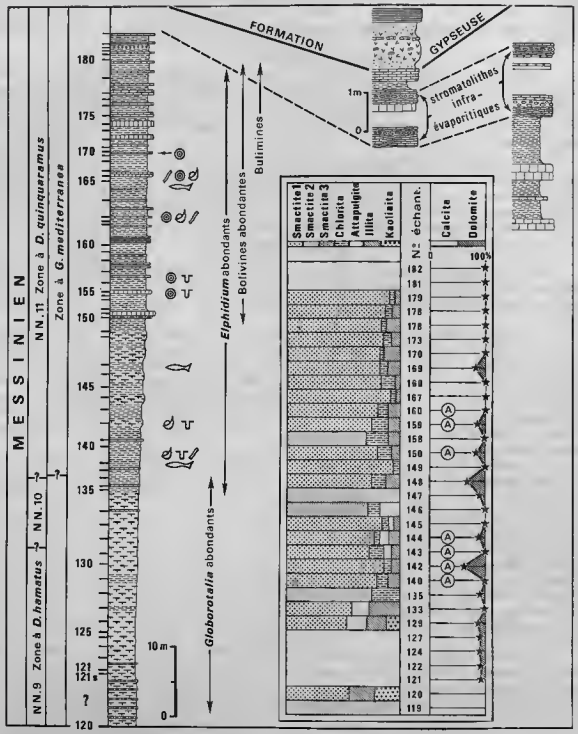


FIG. 49A. — Coupe de Kalavasos. Composition des fractions argileuse et carbonatée. Légende commune avec la figure 49B (position des prélèvements indiquée à gauche des colonnes lithologiques).

Source : MNHN, Paris

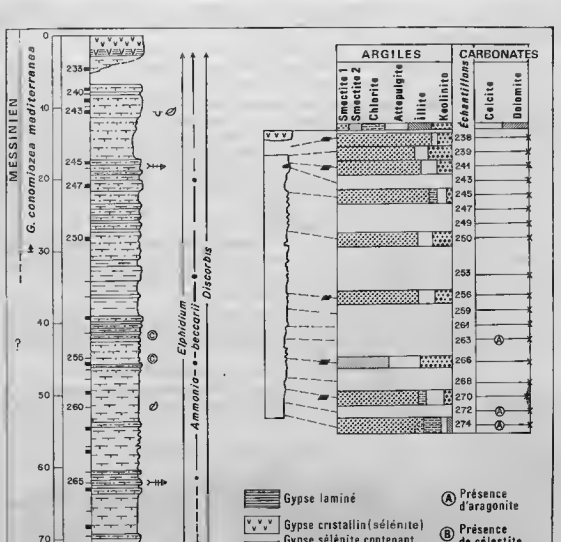


FIG. 49B. — Coupe de Psematismenos-village (rive droite du Potamos Maroni). Composition des fractions argileuse et carbonatée.

Source : MNHN, Paris

rite en proportions variables ; quelques niveaux seulement présentent une smectite mal définie (smectite 2) comparable à celle qui a été décrite dans les laminites des autres bassins ; dans deux échantillons seulement a été observé un minéral gonflant à 15-16 Å.

1.2. — Au sud-est : coupe de Psematismenos, rive droite du Potamos Maroni.

1.2.1. — Description litbologique (fig. 49, B).

La formation est caractérisée par la disparition locale des calcaires fins dont certains niveaux réapparaissent néanmoins en direction du village de Psematismenos et celle des laminites argilo-diatomitiques réduites à quelques placages millimétriques ; elle est composée par une alternance de marnes et de marnes sableuses. Ces dernières renferment des grains détritiques de provenance diverse : matériel volcanique du massif du Troodos, sédiments prénéogènes, grains carbonatés très arrondis (micritiques, à Mélobésiées, bioclastiques, etc.). La taille des éléments figurés, qui varie de quelques dizaines de µm à 1 mm, diminue vers le sommet de la coupe.

1.2.2. — Cadre biostratigraphique.

G. conomiozea-mediterranea n'apparaît qu'à 25 mètres sous la base des gypses ; il est toutefois probable que la base du Messinien est située plus bas dans la formation, mais l'absence des marqueurs, liée aux caractères très particuliers du faciès, ne permet pas de la situer avec précision.

1.2.3. — Contenu biologique.

Il diffère de ceux de la coupe précédente par l'importance des remaniements, la rareté des foraminifères planctoniques et la présence tout au long du profil d'une microfaune benthique d'affinités littorales (*Elphidium*, *Discorbis*) et euryhalines (*Ammonia beccarii*).

1.2.4. — Composition de la fraction argileuse et carbonatée.

La fraction argileuse est très largement dominée par la présence d'une smectite (40 à 70 % environ) bien cristallisée et, en proportion plus faible, d'illite, de kaolinite et d'attapulgite (4-10 % environ) et d'un interstratifié illite-smectite.

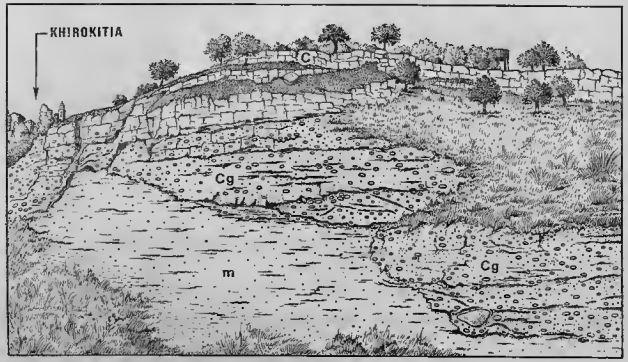


FIG. 50. — Vue de la surface d'érosion située à la base des conglomérats dans un affleurement localisé dans le ravin de Khirokitia. Noter le passage vertical des conglomérats aux calcaires (dessin d'après photo).

Source : MNHN, Paris

Contrairement à ce qui est observé dans la coupe de Kalavasos, la dolomite est absente de tous les échantillons étudiés ; l'aragonite apparaît occasionnellement.

1.3. — A l'est : secteur de Psematismenos, rive gauche du Potamos Maroni.

Le cours du Potamos Maroni marque une limite nette entre les faciès marneux précédemment décrits et les faciès conglomératiques recouverts de calcaires construits à l'est. La formation débute par des marnes sableuses qui passent à une masse de conglomérats lenticulaires (30 mètres environ) ravinant profondément les marnes (fig. 50), puis à des conglomérats à ciment calcaire.

Les éléments provenant du remaniement des matériaux volcaniques du Troodos et de sa couverture sédimentaire (calcaires éocènes à silex) ont une taille très variable, de quelques centimètres à 1 mètre, qui diminue vers le haut de la formation.

Au sommet, s'individualisent des masses de calcaires construits à *Porites*, associés à des calcaires bioclastiques à faune marine de Lamellibranches, Gastropodes, Bryozoaires, etc. Le sommet de cette masse calcaire dessine des vastes ondulations pluridécamétriques évoquant l'allure de « patch-reefs », morphologie qui paraît, en fait, résulter en grande partie d'un compartimentage par un réseau dense de failles verticales (fig. 48).

La présence de *G. mediterranea* à environ 20 mètres sous la base des conglomérats permet de corréler cet ensemble avec la partie supérieure riche en calcaires à Discospirines de la coupe de Kalavasos. Vers le sud près de Maroni, une minéralisation en célestite, en cours d'étude par K. O. Heimann, F. Orszag-Sperber et F. Weiscerber, s'intercale à la base du gypse dans une position et avec une épaisseur comparables à celles observées dans les stromatolithes de Kalavasos. Elle se présente sous forme de laminites cristallines régulières dont le contrôle exact mérite d'être précisé.

2. — La formation évaporitique.

Les gypses, dont l'épaisseur n'excède pas 30 à 40 mètres, forment une masse unique identique au terme inférieur de Polemi, formée de gypse sélénite, laminé (type marmara) nodulaire et de très nombreuses passées de gypse détritique ; la mauvaise qualité des affleurements ne permet pas d'établir une coupe complète.

Une intercalation de diatomites finement laminées (1 mètre d'épaisseur) apparaît dans la partie médiane de la formation dans la carrière de Kalavasos. Elle contient une grande diversité de diatomées marines (Garrett, 1979) parmi lesquelles des *Coscinodiscus* très abondants, *Thalassionema nitzschioides*, *Thalassiothrix longissima*, *Rhizosolenia*, *Asterolampra acutiloba*, *Nitzschia marina*. Elles sont associées à des nanofossiles abondants (*Reticulofenestra*, *Sphenolithus abies*), des spicules d'éponges, des radiolaires fragmentés et des silicoflagellés, des foraminifères bentbiques de petite taille (Pénéroplidés, Patellines, Spirillines, Bolivines, Miliolés, Cibicidés, *Discorbinella* sp.).

3. — La formation supraévaporitique et le passage au Pliocène.

Les sédiments supraévaporitiques, préservés seulement dans quelques buttes-témoins, sont constitués, sur la rive droite du Patamos Maroni, par des marnes blanches (30 m) s'enrichissant vers le haut en passées de calcaires bioclastiques à faune marine qui, sous la forme d'une barre de 5 à 10 mètres d'épaisseur, constituent le sommet local du Pliocène. A la base, elles contiennent une microfaune marine assez riche, caractéristique de la biozone à *G. margaritae*. Sur la rive gauche du Potamos Maroni, s'intercalent entre les gypses et les marnes blanches qui contiennent dès la base une microfaune indiquant l'acme à *Sphaeroidinellopsis*, une masse de calcaires biodétritiques à rares passées conglomératiques (fig. 48 et 51) dont l'appartenance stratigraphique est incertaine ; un échantillon prélevé vers la base a livré une microfaune de l'acme à *Sphaeroidinellopsis*, mais la proximité d'un contact faillé exige d'émettre des réserves. Au-delà de la limite d'extension des gypses, ces calcaires reposent directement sur les calcaires préévaporitiques.

b) Agencement des faciès (fig. 48 et 51).

C'est seulement au Messinien que se dessine une différenciation paléogéographique nette et le découpage en sous-bassins d'une unité plus vaste dont l'homogénéité a persisté jusqu'à la fin du Tor-

Source : MNHN, Paris

tonien. C'est également à cette période qu'émerge définitivement le massif du Troodos dans sa partie orientale.

1. — Les relations laminites-conglomérats-calcaires récifaux.

Au cours du Messinien préévaporitique, toute la bordure orientale du bassin est le siège d'accumulations conglomératiques épaisses composées de masses successives progradant en direction du sud-sud-ouest ; l'augmentation de taille des galets vers le nord situe bien la source des éléments dans le massif du Troodos et exclut une provenance méridionale. A la même période, des laminites et des calcaires fins se développent principalement dans la partie opposée du bassin, au-delà des limites d'influence des décharges terrigènes. En fait, l'équivalence latérale indiscutable des deux types de formation s'observe près du village de Psematismenos par l'indentation de calcaires et de laminites dans les faciès terrigènes fins à la bordure des conglomérats ; l'analyse des relations géométriques de part et d'autre du Potamos Maroni (fig. 48) confirme cette équivalence.

Les calcaires récifaux s'individualisent au toit de la formation conglomératique dans laquelle s'observent, de la base vers le sommet, un enrichissement régulier en carbonates à faune marine et une diminution concomitante des apports conglomératiques permettant la fixation et le développement des colonies de Coralliaires ; leur développement marque la fin de la sédimentation préévaporitique.

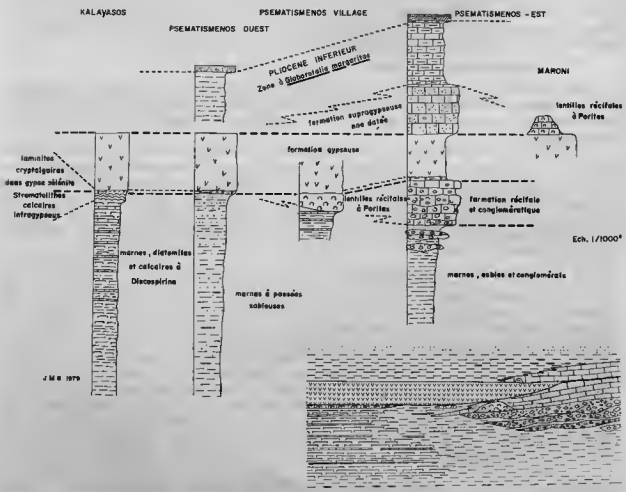


FIG. 51. — Comparaison de quelques coupes illustrant la répartition des faciès dans le bassin de Psematismenos (Chypre) ; en bas, à droite, figure un schéma interprétatif des relations entre ces différents corps sédimentaires.

Source : MNHN, Paris

Dans la partie centrale du bassin (Kalavasos), des niveaux stromatolithiques sont localisés au toit de la formation. Bien qu'il ne soit pas possible d'observer directement les relations, il est probable que pour des raisons écologiques, leur dépôt est postérieur à la fin de l'édification récifale et contemporain d'un épisode d'émersion sur les marges.

2. — La position des évaporites.

La formation gypseuse recouvre indifféremment les formations à laminites et les calcaires récifaux. A l'est du Potamos Maroni, elle se biseaute entre les calcaires récifaux inférieurs et la barre carbonatée terminale peut-être pliocène. Le *simple examen d'une carte géologique pourrait alors conduire à conclure à un passage latéral de faciès carbonates-évaporites, hypothèse qui ne résiste pas à un examen détaillé sur le terrain. Les évaporites ne sont représentées au-delà de leur limite d'extension que par la surface de contact entre les deux masses calcaires.*

Malgré une transgression locale, inhabituelle dans le domaine méditerranéen, sur les calcaires récifaux marginaux, l'extension des gypses marque par ailleurs une contraction du domaine sédimentaire par rapport aux termes sous-jacents et le morcellement définitif du domaine sédimentaire en lagunes temporairement indépendantes.

3. — La sédimentation postévaporitique.

Dès la fin de l'épisode évaporitique, la différenciation paléogéographique initiale entre marge carbonatée et aire centale à sédimentation marneuse est rétablie avant une nouvelle homogénéisades conditions au sommet du Pliocène inférieur.

c) Évolution des milieux de dépôt et fonctionnement du bassin.

1. Les milieux préévaporitiques.

La base de la coupe de Tochni-Kalavasos est caractérisée par un milieu marin ouvert à microfaune benthique et planctonique qui (comme pour le bassin de Polemi) permet d'envisager une profondeur maximum de quelques centaines de mètres. Les premières laminites argileuses à argilo-diatomitiques apparaissent avant la base du Messinien (fig. 49) ; par leurs caractères (préservation de la lamination, de la matière organique, absence de vie benthique), elles indiquent l'isolement d'un corps d'eau inférieur stagnant et anoxique. Au cours du Messinien, ces sédiments tendent à devenir dominants et alternent alors avec les calcaires riches en nanoplancton (craies) dont la proportion s'accroît vers le sommet (fig. 49) ; dans ces derniers, la présence de bioturbations indique des phases de réactivation limitée de la vie benthique, représentée par des Lamellibranches identiques à ceux observés à Polemi (Baroz *et al.*, 1978) qui correspondent à des formes adaptées aux milieux défavorables traduisant la disparition des conditions franchement anoxiques, mais la persistance d'un milieu appauvri en oxygène. L'essentiel des variations observées est réglé par les fluctuations de la tranche superficielle (productivité élevée de nanoplancton calcaire, productivité de microflore siliceuse plus limitée, précipitations d'aragonite) et par les fines variations des apports de matériel argileux.

Il convient d'insister sur le rôle déterminant des apports d'eau douce liés aux décharges conglomératiques développées à la périphérie orientale et dont l'influence devrait être sensible sur une grande partie de ce golfe étroit, et allongé parallèlement aux zones d'apports. La fréquence et le volume de ces derniers règlent les conditions de la tranche superficielle : alternances des phases de dilution et de concentration qui, dans les deux cas, tendent à engendrer une stratification du corps d'eau. La profondeur du milieu diminue progressivement vers le sommet — comme l'attestent l'évolution de la microfaune, le développement des faciès récifaux sur les marges — permettant l'individualisation finale des stromatolithes.

2. — Les termes de transition avec les évaporites.

A la base, des stromatolithes alternent encore avec des laminites diatomitiques et des calcaires à nanoplancton soulignant par ailleurs l'absence de signification bathymétrique précise de ces der-

Source : MNHN, Paris

niers ; les filaments dont les caractères semblent pouvoir être rapportés à des Cyanophycées sont toujours calcifiés. Une comparaison avec les sites actuels de formation de tapis cyanobactériens (Monty, 1973) montre que la calcification des filaments en position de vie intervient au voisinage de la surface de croissance. Les deux types principaux sont observés : laminites exclusivement algaires et alternances de lamines à filaments algaires et de lamines à particules piégées, qui pourraient indiquer des milieux protégés permettant la croissance de tapis algaires contaminés épisodiquement par du matériel détritique apporté par des inondations marines brutales ; de tels mécanismes sont actuellement connus dans les marais côtiers d'Andros aux Bahamas (Monty, 1976 ; Monty et Hardie, 1976). Depuis l'Éocène, la calcification des filaments algaires semble se produire préférentiellement dans des milieux non marins (Monty, 1973, 1979).

Les niveaux associés à des ooïdes, des pisoïdes et des agrégats polyphasés divers sont d'interprétation plus difficile ; la variété des cortex (laminé, à vestige de structure cristalline radiaire ou bien de filaments incertains) permet d'envisager plusieurs possibilités : agrégats polyphasés résultant d'une cimentation inorganique (aragonitique) ou bien liée à l'activité d'algues filamenteuses : coniatolithes, « grapestones » ou « bothryoïdal lumps » (Illing, 1954 ; Kendall et Skipwith, 1969 ; Monty, 1967 ; Bathurst, 1971 ; Purser et Loreau, 1973 ; Shinn, 1973) ou bien remaniements de pisoïdes vadoses.

Dans tous les cas, les structures observées indiquent un milieu littoral, de profondeur très faible et peut-être temporairement isolé des influences marines ou hypersalines. Il traduit la résorption presque complète de la tranche d'eau marine originelle et sa transformation en milieux résiduels soumis à des fluctuations de salinité de grande amplitude, puis à des conditions évaporitiques. L'intercalation, à la base, de sédiments marins à nanoplancton et foraminifères et de stromatolithes suffit à démontrer qu'il ne s'agit pas d'un événement soudain, mais au contraire graduel qui se traduit encore par des alternances de phases d'isolement et de remises en eaux marines.

3. — L'environnement évaporitique.

Il se développe dans des conditions de profondeur réduite, dans les milieux résiduels d'origine marine soumis à des fluctuations de salinité et marqués par le rétablissement temporaire de conditions marines franches caractérisées par une très forte productivité organique superficielle et une profondeur difficile à évaluer mais probablement inférieure à 100 mètres (d'après foraminifères et diatomées).

4. — La sédimentation supraévaporitique.

Dès la base réapparaissent des conditions marines de faible profondeur (plancton épipélagique nain, benthos rare et de faible profondeur) que confirme l'analyse des relations géométriques avec les sédiments de la marge carbonatée. Si un approfondissement au cours du Pliocène est indubitable, il demeure limité puisque dès le sommet de la biozone à *G. margaritae* s'instaure à nouveau un régime de sédimentation biocalcarénitique littorale, puis le retrait du domaine marin.

II. — ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE DES GYPSES

Une certaine permanence, dans l'ensemble des formations observées dans ces différents bassins, de plusieurs types pétrographiques particuliers : gypse sélénite à vestiges de filaments algaires, gypse sélénite à groupement cristallin désordonné, gypse nodulaire à texture aciculaire, gypse laminé, etc. justifient donc une présentation groupée. La description des faciès classiques déjà décrits à propos de la Sicile ou de l'Espagne ne sera pas reprise ici. À ceux-ci s'ajoutent les faciès particuliers de stromatolithes et laminites cryptalgaires gypsifiés caractéristiques du terme gypseux supérieur du bassin de Polemi et la fréquence des phénomènes de transformation gypse-calcite. Plusieurs études pétrographiques ont été consacrées à ces formations : Heimann (1977) dans les îles ioniennes, Schreiber

Source : MNHN, Paris

et Shearman (1977), Rouchy et Pierre (1979), Orszag-Sperber et Rouchy (1979) et Rouchy et Monty (1981) pour Chypre.

A. — Description sédimentologique

I. — *Les principales variétés de gypse.*

a) Le gypse sélénite.

A l'exception du bassin de Polemi où il ne forme que de rares intercalations de 2 à 5 mètres d'épaisseur, ce faciès est toujours largement représenté par ses variétés classiques déjà décrites (ch. II et III). Mentionnons, toutefois, la constance remarquable dans le bassin de Polemi (banc nº 2, terme supérieur) d'un horizon constitué par la juxtaposition de grands cristaux (5 mètres de hauteur, 10-20 cm de largeur) maclés selon l'axe C, implantés perpendiculairement à la stratification (palissades) et présentant dans le plan supérieur un arrangement en rosettes (30 à 40 cm de diamètre). Aucune discontinuité notable de croissance cristalline n'apparaît à l'intérieur de ces cristaux.

1. — Gypse sélénite incluant des vestiges de tapis algaires.

Il apparaît toujours à la base des termes gypseux massifs ou de chacune des intercalations composant les alternances marno-gypseuses de Zakynthos. Des faciès comparables ont été décrits en Italie péninsulaire et en Sicile (Vai et Ricci-Lucchi, 1976, 1977, 1978 ; Ciaranfi *et al.*, 1978 ; Lo Cicero et Catalano, 1978 ; Clari et Ghibaudo, 1979). Je les ai trouvés en Algérie (coupe El Ghomri notamment), mais également dans le site D.S.D.P. 375 et dans les gypses plus anciens du Sinaï (Miocène moyen, coupe de Ras Malaab, Rouchy, 1979, rapport C.F.P. inédit). Cette constance remarquable leur confère une valeur de marqueur de paléomilieux d'autant plus importante qu'elle caractérise l'initiation du processus évaporitique. Deux types différents par l'habitus cristallin du gypse d'une part et par la nature des filaments d'autre part ont été individualisés et ont fait l'objet d'une description détaillée dans un article de Rouchy et Monty (1981).

1.1. — Lamínites algaires à filaments calcifiés associés à du gypse centimétrique lité.

Il s'agit d'un banc de 1 mètre d'épaisseur (base de la coupe de Eledhiou ; terme inférieur de Polemi) composé de lits centimétriques de cristaux de gypse trapus, implanté perpendiculairement au litage et présentant dans le détail une lamination millimétrique, horizontale et très régulière, matérialisée par les lamines blanches (pl. 11, E). Les photos E et G (pl. 11) montrent les relations entre lamines et cristaux : laminations horizontales et parallèles incluses dans les cristaux sans déformation, laminations externes aux cristaux déformées vers le haut par la croissance cristalline, lamines soulignant des interruptions de croissance cristalline. Chaque lamine est constituée par un enchevêtrement de filaments cylindriques (40-60 µm de diamètre et 1 cm de longueur, pl. 11, H) composés d'un agrégat de cristaux de calcite non magnésienne (de 1 µm au centre à 3 µm environ à la périphérie du filament ; pl. 11, F, I).

1.2. — Lamínites algaires à filaments non calcifiés incluses dans les cristaux plurídécimétriques à métriques.

Cette variété (base des formations de Psematismenos, d'Héraklion et de chacune des intercalations gypseuses de Zakynthos ou du Sinaï) est formée par de grands cristaux de gypse allongés perpendiculairement à la stratification, présentant un litage fin ou une lamination interne planaire et régulière sans discontinuités cristallines apparentes, contrairement au type précédemment décrit. Dans certains cas, la croissance cristalline crée une déformation secondaire (ondulations) du litage interne (pl. 11, A).

Ce litage résulte de l'alternance très régulière de lits opaques de teinte claire (quelques mm à 1 cm) à grande densité de filaments et de lits sombres, plus translucides (1 mm à 5 mm) contenant

Source : MNHN, Paris

peu de filaments (pl. 11, A) ; une lamination d'ordre inférieur apparaît dans certains lits (pl. 11, A) ; bien que variable, le nombre de doublets opaque-translucide est voisin de 15 par décimètre.

Les filaments (pl. 11, B, C, D) ont un diamètre de 40 µm à 80 µm en moyenne (exceptionnellement 100 µm) et une longueur dépassant 1 cm. Dans ce cas, diffractométrie de R X, microanalyse dispersive X, absorption infra-rouge confirment l'absence de carbonates dans les filaments et la présence de matière organique de type amino-acides préservés sous forme de granules dans le gypse (pl. 11, C, D). Des filaments d'un type rigoureusement identique sur le plan de la forme et des dimensions existent dans le gypse cristallin du sondage D.S.D.P. 375 (carotte 2.2, 85-87 cm).

1.3. — Détermination des structures organiques.

L'homogénéité morphologique des filaments incite à penser qu'il s'agit dans les deux cas de croissances d'algues monospécifiques ; des structures d'emboîtement conique (pl. 11, E) évoquent celles d'algues bleu-vert du genre *Scytonema* (Rouchy et Monty, 1981). L. A. Hardie (*in* Vai et Ricci-Lucchi, 1977) propose la même identification pour les filaments observés dans les gypses des Apennins septentrionaux ; les dimensions importantes de ces filaments pour des algues Cyanophycées pourraient être dues aux phénomènes très communs de regroupement des filaments élémentaires dans des fourreaux de plus grandes dimensions (« bundles ») ; dans le cas particulier des filaments calcifiés, le diamètre nettement plus important obtenu après minéralisation du fourreau algaire n'est pas incompatible avec les dimensions observées pour de tels types dans la nature actuelle (Monty, 1965, 1981 ; Monty et Hardie, 1976, fig. 12 a). Tous ces caractères nous permettent d'écarter pour ce cas précis l'hypothèse de pelotes fécales d'organisme tels que le crustacé *Artemia*, adapté aux milieux hypersalins, qui ont été observées dans le gypse sélénite de Sicile (Schreiber et Decima, 1978).

1.4. — Essai de reconstitution des environnements de dépôt.

1.4.1. — Les milieux de dépôt des tapis algaires.

Les laminites considérées correspondent à d'anciens tapis algaires intégralement édifiés par une communauté relativement simple dominée par une algue bleue voisine du genre *Scytomena* et sans indication d'un piégeage de particules détritiques. Bien qu'il ne s'agisse pas de milieux évaporitiques, ce qui peut limiter la portée de la comparaison, les tapis algaires construits par le genre *Scytonema* présentent actuellement un développement important dans les lacs saisonniers d'eau douce des Bahamas et des Everglades (Gleason, 1972 ; Monty, 1967, 1976 ; Monty et Hardie, 1976). Les algues du même genre participent souvent à la construction de laminites algosédimentaires par piégeage de particules en domaine marin inter- et supratidal aux Bahamas (Shinn, 1973 ; Monty, 1967, 1976) mais également dans la lagune hypersaline de Hammelin Pool en Australie (Logan *et al.*, 1974), mais il s'agit là de constructions différentes de celles observées dans le Messinien.

Dans ce dernier cas, la calcification (Polemi) ou l'absence de calcification (Psematismenos, Héraklion, Zakynthos) des fourreaux différencie deux types ; actuellement, dans les milieux d'eau douce des Bahamas, les fourreaux de *Scytomena* sont rapidement minéralisés par une calcite micritique résultant de l'attaque bactérienne des mucopolysaccharides algaires (Monty, 1965, 1972) ; au contraire, au contact de l'eau saumâtre ou marine, la calcification est fortement inhibée (Monty, *ibid.*), il semble qu'en dehors de certains cas de milieux marins (Golubic et Campbell, 1981) ou hypersalins (Solar Lake au Sinaï ; Krumbein et Cohen, 1977) où des filaments algaires peuvent être minéralisés en aragonite, la calcification des stromatolithes est, depuis l'Éocène, principalement limitée aux milieux non marins (Monty, 1979).

Le contexte paléogéographique et paléoécologique des bassins messiniens considérés permet d'envisager l'application de ces observations. Ainsi, les laminites à filaments calcifiés sont rencontrées uniquement à l'extrémité sud-ouest du bassin de Polemi en arrière de la barre de calcaire biodétritique (« barre jaune ») qui marque la base de la formation gypseuse ; ce site se distingue en outre, dès la formation préévaporitique, par l'individualisation de calcaires d'un type particulier qui pourraient être interprétés comme des stomatolithes. Les indices de dessalure s'observent dans la microflore (diatomées) et dans la composition isotopique des gypses (Roucby et Pierre, 1979). Il semble possible

Source : MNHN, Paris

de reconstituer à ce niveau un domaine très peu profond et peu étendu, partiellement isolé des influences marines et colonisé par des tapis algaires. L'absence de lits détritiques semble indiquer que l'invasion périodique par les eaux marines dont l'évaporation permet le dépôt de gypse, résulte d'inondations de faible amplitude ou de variations du niveau de la nappe amenant des percolations d'eaux marines (inféroflux de type sabkha côtière) plutôt que des mécanismes de tempête ou de hautes marées comme aux Bahamas.

Le second type (absence de calcification des fourreaux algaires, extension sur la totalité du bassin et continuité de la croissance verticale du tapis algaire, absence d'interruptions cristallines) pourrait indiquer une croissance de tapis algaires dans un milieu marin (ou contaminé en permanence par des eaux marines) ou hypersalin, stable et occupant toute la surface du bassin.

1.4.2. — Les modalités de croissance cristalline.

Dans le cas précédemment envisagé, la précipitation intervient brutalement, englobant dans la masse monocristalline un grand nombre de lits algaires (jusqu'à 45 doublets), ce qui implique : 1) que la cristallisation est intervenue assez rapidement pour que les fourreaux algaires n'aient pas eu le temps d'être détruits ou oxydés et 2) que leur croissance obéissait à un phénomène rythmique extrêmement rapide ; il est donc nécessaire d'admettre une *cristallisation primaire* mais *intervenant directement au sein d'un sédiment préexistant*, c'est-à-dire au cours d'une *phase de diagenèse précoce*, sans exclure pour autant la possibilité d'une continuation du processus de croissance cristalline au-dessus de l'interface sédiment-saumure, voire de l'interface sédiment gorgé de saumures/air ou eau douce.

A l'opposé, les alternances gypse-lits algaires à filaments calcifiés résultent de la conjonction de deux types de processus cristallogénétiques : *a*) cristallisation dans un sédiment préexistant (assimilation de lits algaires, déformation de certains lits vers le haut), *b*) cristallisation superficielle à l'interface eau-sédiment entrecoupée par des interruptions de la croissance cristalline au cours desquelles les tapis algaires enveloppent la surface des cristaux, avant un nouvel épisode de cristallisation qui peut se développer en parfaite continuité cristallographique avec le précédent ; Krumbein et Cohen (1977) décrivent des processus identiques par contrôle saisonnier dans les eaux hypersalines de Solar Lake (Sinaï).

Ces observations tendent à démontrer l'ambiguïté déjà notée par Vai et Ricci-Lucchi (1978, p. 234) de la distinction, appliquée à une croissance cristalline, entre les termes primaires (cristallisation directement à partir d'une solution sursaturée) s'opposant à secondaire (déterminée par l'existence d'un précurseur cristallin) et diagénétique (stade de croissance relatif par rapport à un autre sédiment), distinction *fondée sur des processus qui ne s'excluent pas mutuellement.*

b) Gypse cristallin lité ou à texture désordonnée.

1. — Description.

Cette variété, décrite en Sicile notamment (Schreiber et Schreiber, 1977 ; Schreiber, 1978 ; Lo Cicero et Catalano, 1978, etc.), correspond à des lits de cristaux de 5 cm environ orientés perpendiculairement à la stratification — séparés par des interlits calcaires, dolomitiques, gypsarénitiques — ou bien directement superposés. Dans ce dernier cas, les cristaux d'un lit peuvent se développer après une interruption cristalline par croissance épitaxique aux dépens des cristaux du lit sous-jacent. Dans de nombreux cas, les assemblages cristallins montrent une tendance à la désorientation depuis des individus cristallins légèrement obliques par rapport à la verticale jusqu'à des groupements irréguliers de cristaux xénomorphes fortement engrenés (pl. ph. 12, D, F) sans toutefois présenter les caractères des dépôts détritiques.

2. — Interprétation.

Si l'interprétation d'une croissance cristalline, primaire à l'interface sédiment-saumure (Hardie et Eugster, 1971 ; Schreiber et Decima, 1978, etc.) peut être retenue dans de nombreux cas pour le gypse cristallin lité, des figures de déformation des sédiments sus-jacents (pl. 12, E) à l'apex des

Source : MNHN, Paris

cristaux atteste néanmoins dans certains cas une croissance dans un sédiment carbonaté préexistant. La cohabitation d'habitus cristallins réputés primaires et d'habitus lenticulaires (pl. 12 et légende) atteste bien ici la dualité des processus de formation.

La rupture de l'orientation cristalline originelle peut être diversement interprétée mais nécessite de prendre en compte la nature du sédiment encaissant. Schreiber et Schreiber (1977) ont observé, dans les salines, des phénomènes de dissolution d'interlits halitiques provoquant un effondrement des lits gypseux et une désorientation ; le même phénomène peut s'observer à partir de cristaux formés dans un matériel très fin (bancs carbonatés, laminites, etc.) ; on peut constater dans les conditions actuelles (salins notamment), l'extrême précarité de la stabilité des cristaux isolés dépassant au-dessus de l'interface et même des agrégats cristallins : certains tombent ou se penchent lorsque la partie extérieure au sédiment-support devient trop importante. Dans ce cas également la compaction ou simplement une faible surcharge sédimentaire amènera une destruction de l'orientation primaire (pl. 12, F). A cela s'ajoute l'intervention éventuelle d'éléments atmosphériques (dissolution, abrasion éolienne) lors de phases d'émersion épisodiques et localisées. Toutefois d'autres processus interviennent : dans certains agrégats désorientés, on observe des figures d'interpénétration cristalline qui résultent d'une compétition entre des faces à vitesse de croissance différente, établissant l'existence d'une croissance primaire désordonnée intervenant alors à l'intérieur d'un sédiment (fig. 52, B) ; elle donne des individus anhédraux solidement engrenés, repoussant au cours de leur développement le sédiment encaissant aux limites intercristallines. La disparition des formes extérieures peut, dans certains cas, être liée à des phénomènes de réduction des sulfates au contact du sédiment encaissant riche en matière organique et en organismes sulfatoréducteurs.

c) Gypse cristallin à litage ondulé, gypse nodulaire à texture cristalline.

Dans ce paragraphe nous avons regroupé plusieurs variétés de gypse cristallin à litage ondulé ou à arrangement nodulaire, à l'exclusion des gypses détritiques.

1. — Description.

1.1. — Le gypse cristallin à litage ondulé et discontinu.

Ce gypse (« wavy-anastomozing gypsum » de Vai et Ricci-Lucchi, 1977 ; Schreiber et Decima, 1978 ; Lo Cicero et Catalano, 1978, fig. 11) est constitué de cristaux prismatiques, rarement maclés, de quelques millimètres à plusieurs centimètres de longueur, disposés en lits (pluricentimétriques) discontinus et séparés par des lamines ondulées et anastomosées (aspect nodulaire) de nature carbonatée, pélitique ou gypsarénitique ; l'arrangement cristallin peut être subvertical, fortement oblique, horizontal ou même grossièrement radiaire (pl. 12, C, F). Cette variété est extrêmement répandue à Zakynthos et en Crète.

1.2. — Le gypse nodulaire à texture cristalline.

Il diffère du précédent par le fait que les corps cristallins développés dans un sédiment support (gypse laminé, gypse détritique, etc.) tendent à être isolés ou indépendants et à acquérir une morphologie nodulaire (de 1 cm à 30 cm de longueur) ; la déformation du sédiment encaissant atteste une croissance diagénétique précoce dans le sédiment-hôte non consolidé (pl. 13, E, F, G). A l'échelle microscopique, l'absence de reliques d'anhydrite démontre que des cristaux sont bien primaires.

1.3. — Gypse sélénite à arrangement « nodulaire » (pl. 12, H).

Il s'agit là encore de masses cristallines à section grossièrement circulaire ou ovoïde (grand axe parallèle à la stratification ou non) atteignant parfois 1 mètre de plus grande dimension, évoquant les « selenite clusters » décrits par Dronkert (1978, fig. 15) en Espagne méridionale. Au sommet du banc gypseux supérieur de Lagana (Zakynthos), ils déforment nettement la lamination des sédiments pélitiques (pl. 13, E) au même titre que toutes les structures nodulaires décrites dans ce travail ; la taille des cristaux, maclés ou prismatiques, à arrangement radiaire ou irrégulier, varie de quelques

Source : MNHN, Paris

millimètres à 10 centimètres. Certains nodules sélénitiques dissymétriques déforment les sédiments gypsoclastiques sus-jacents, tandis que la partie inférieure demeure parallèle au litage général.

2. — Interprétation.

Différentes interprétations de ces structures, considérées isolément, ont été proposées : ainsi, les gypses de type « wavy-anastomozing » résulteraient d'un remaniement et d'une réorientation, par des courants, de cristallites élaborés à l'interface saumure-atmosphère pour Lo Cicero et Catalano (1978) ou de croissances diagénétiques pour Vai et Ricci-Lucchi (1978).

Toutes ces structures ont en commun un arrangement cristallin irrégulier définissant un faciès nodulaire ou une ébauche de faciès nodulaire et, dans tous les cas, une déformation des sédiments encaissants qui atteste une croissance diagénétique ; elles diffèrent par la nature du sédiment-hôte et l'importance du matériel internodulaire (« wavy-anastomozing »). Notons également que rien ne s'oppose au développement de faciès nodulaires pseudolités connus dans les dépôts anhydritiques diagénétiques de sabkha du Golfe Persique (Shearman, 1963, 1966) ; l'hypothèse de croissances diagénétiques subaériennes, comparables à celle de l'anhydrite, dans les platiers supralittoraux a été envisagée. West *et al.* (1979) considèrent que la formation de gypse nodulaire dans les sabkhas intervient dans les régions insuffisamment chaudes ou arides pour permettre la formation d'anhydrite en surface (il s'agissait en l'occurrence de la côte septentrionale d'Égypte). Il convient toutefois de noter que de tels sites de dépôt sont nécessairement caractérisés par d'importantes discontinuités lithologiques liées aux phénomènes d'émersion durable. Que ce soit à Chypre ou à Zakynthos, il n'apparaît pas dans la formation de discontinuités de ce type (surfaces d'érosion, ravinement, etc.) évoquant des phases d'émersion durables et généralisées que nécessiteraient à la fois l'épaisseur (6 mètres à Polemi) et la continuité de ce banc à nodules ; peut-être peut-on envisager des émersions successives et dont la brièveté ne permettrait pas le développement de surface d'érosion. En fin de compte, la difficulté d'une démarche purement actualiste nous conduit à envisager plusieurs hypothèses ; croissances cristallines diagénétiques en zone capillaire dans le sédiment non lithifié mais également précipitation à partir de saumures piégées au cours d'une diagenèse précoce et cela sans émersion.

d) — Le gypse laminé (pl. 12, A, G, 1 ; 13, D, G).

1. — Description.

Il est caractérisé par un empilement de lamines millimétriques ou inframillimétriques très régulières, de nature exclusivement gypseuse (notamment à Chypre) ou à intercalations de films carbonatés (pl. 12, G). Sous le microscope, deux types principaux peuvent être observés : *a*) dans le premier, chaque lamine est composée par un empilement de cristaux allongés, aciculaires ou plus rarement mâclés en fer de lance (quelques microns à 1 mm), souvent engrenés (limites irrégulières) et déposés parallèlement au litage ; la calcite apparaît soit en fines intercalations, soit en agrégats résiduels aux limites intercristallines, soit en inclusion dans les cristaux, *b*) dans le second, la texture est plus régulière, composée d'agrégats de cristaux présentant un granoclassement inverse ou normal et évoquant le gypse finement lité ou balatino de Sicile.

La régularité de la lamination (sur plusieurs mètres d'épaisseur) n'est perturbée que par les déformations occasionnées par la croissance des nodules (§ c), par des structures de glissement synsédimentaire et à certains niveaux précis par une disparition partielle de la lamination, par la présence de stratifications obliques et parfois par un granoclassement discret.

2. — Interprétation.

Malgré une microstructure évoquant un dépôt détritique (cristaux déposés parallèlement au litage), la finesse et surtout la régularité de la lamination plaident en faveur d'un dépôt sous-aquatique dans un milieu peu agité et exempt de transport important ; l'habitus cristallin est peu différent de celui des cristaux élaborés à l'interface eau-atmosphère en Mer Morte (Neev et Emery, 1967) par

Source : MNHN, Paris

exemple, ou de ceux de la sabkha El Melah de Zarzis (Perthuisot, 1975, p. 127-128). Une sédimentation, à partir d'une tranche d'eau pérenne et abritée (ou isolée), de cristallites élaborées au cours de phases cycliques de précipitation à l'interface eau-air peut rendre compte aisément des structures observées. La régularité du processus est interrompue épisodiquement par une remise en suspension et une resédimentation des particules qui se traduisent par une disposition plus irrégulière des cristaux et de discrètes figures de stratification obliques montrant l'association de dépôts *in situ* et plus rarement détritiques.

e) Les laminites cryptalgaires et les stromatolithes gypsifiés.

1. Description.

Ces faciès particuliers, observés exclusivement dans les *quatre derniers bancs du terme gypseux supérieur* de Polemi où ils prennent un développement inhabituel, évoquent les structures décrites plus ponctuellement par Hardie et Eugster (1971, 1978, en Sicile) et Nesteroff (1973, fig. 13) dans le site 132 (Leg 13). Très schématiquement, deux types morphostructuraux ont été individualisés : les laminites cryptalgaires et les stromatolithes (*sensu* Aitken, 1967 ; Monty, 1976, p. 194) qui ont déjà fait l'objet d'une description détaillée (Rouchy et Monty, 1981) et complétée par une étude isotopique des sulfates (Rouchy et Pierre, 1979).

Les laminites gypso-calcaires (pl. 14, A, B, D, E, F) sont constituées par un empilement très régulier de lits gypseux (0,6 cm-1 cm d'épaisseur) blancs constitués par un triplet : lamine calcaire (1 mm) à la base, bande gypseuse blanche médiane (0,5-0,8 cm environ) et pellicule gypseuse brune au sommet (0,1-0,3 cm) ; l'ensemble définit ainsi une lamination composite répétitive au sens de Monty (1976, fig. 1) qui peut être compliquée par l'individualisation d'une lamination d'ordre inférieur soulignée par des lits calcaires inframillimétriques. La pellicule brunâtre superficielle est fréquemment affectée de phénomènes d'érosion (ou de dissolution) sous forme d'entailles de dimensions variables emplies parfois de gypse détritique ; elle peut être soulevée, fragmentée ou remaniée sous forme de petits fragments lithoïdes infracentimétriques ou de petits grains, avant le dépôt de la strate susjacente ; l'accumulation de ces fragments peut former de véritables lits arénitiques couronnés ou non par une pellicule brunâtre (pl. 14, C).

Les stromatolithes (pl. 14, A, B, C) qui apparaissent seulement dans les deux bancs gypseux sommitaux sont représentés par des structures columnaires cylindriques (10 cm de hauteur au maximum et environ 5 cm de diamètre) séparées par des intervalles intercolumnaires plus étroits (un à plusieurs centimètres) emplis de matériel gypseux détritique ; la section horizontale est circulaire ou ovoïde (pl. 14, G). De nombreux stromatolithes ont une forme conique inverse, s'élargissant vers le haut, avec une lamination rentrante sur le bord où la pellicule beige superficielle du triplet peut venir recouvrir le tapis sous-jacent. D'autres types morphologiques sont observables tels que de petits coussins convexes vers le haut (1-2 cm de large) composés d'un ou plusieurs lits donnant un début de structure columnaire (pl. 14, C). En règle générale, la composition de la lamination est similaire à celle des laminites cryptalgaires.

Ces niveaux alternent régulièrement avec des bancs de gypse détritique (brèches grossières, arénites et principalement lutites) résultant de leur démantèlement. De très nombreuses coquilles de Limnocardiidés dont les deux valves en connexion attestent l'autochtonie, de *Melanopsis* et d'Ostracodes (*Cyprideis* sp.) sont englobées dans les laminites cryptalgaires (pl. 14, D) ou dans un horizon de gypse superficiel beige (50 cm d'épaisseur) qui forme le sommet du dernier banc. Des traces évoquant celles de larves d'insectes sont présentes à plusieurs niveaux. Des cristaux de gypse sélénite (1-10 cm de long), anhédraux, isolés ou groupés en gerbes divergentes vers le haut (pl. 14, E, F), s'individualisent à certains niveaux en déformant le litage des tapis algaires. Ces déformations peuvent être attribuées en grande partie à la croissance cristalline ou parfois à un recouvrement par les tapis algaires de la partie apicale des cristaux. Notons que ces cristaux renferment souvent des vestiges de filaments identiques à ceux décrits au § a.

A l'échelle microscopique, gypse microcristallin et calcite représentent les composants exclusifs

Source : MNHN, Paris

de ces niveaux ; la calcite micritique (5 µm) compose la base des lits gypseux ainsi que les lamines millimétriques élémentaires tandis que le gypse demeure le constituant principal. Chaque lit gypseux présente un granoclassement cristallin inverse : cristaux globuleux ou losangiques de 20 µm environ à la base, cristaux atteignant plusieurs centaines de microns au sommet du lit (pl. 14, I) ; la densité des cristaux qui, à la base, sont isolés au sein de la calcite micritique, augmente progressivement pour former un ensemble coalescent, puis engrené dans la partie brunâtre superficielle.

L'allure résiduelle des lits calcitiques autour des cristaux de gypse, l'abondance des grains micritiques dans les cristaux eux-mêmes (pl. 14, J) ainsi que la granocroissance verticale indépendante de la lamination élémentaire, incitent à considérer que le phénomène de gypsification se produit postérieurement et indépendamment à la formation de plusieurs lamines carbonatées. Chacun d'eux correspond à un dépôt cyclique contrôlé par une périodicité d'ordre différent.

Des agrégats quartzo-calcédonieux à structure radiaire et des facules de célestite sont présents.

2. — Interprétation.

En l'absence de vestiges algaires préservés, la détermination des communautés constructrices devient très difficile : une comparaison des lamines de calcite micritique avec les films calcifiés construits dans la nature actuelle par des filaments de *Schizothrix* (Monty, 1976) a été envisagée par Rouchy et Monty (1981).

Le contexte paléoécologique (pauvreté et oligospécificité de la microfaune et de la nanoflore, présence de Mollusques d'affinités saumâtres, de Foraminifères et d'Ostracodes eurybalins) illustre l'importance de phases de dessalure ; celle-ci est confirmée par la composition isotopique des gypses ($\delta\,^{18}O$, $\delta\,^{2}H$, $\delta\,^{34}S$) qui indique une origine marine des sulfates mais aussi l'intégration d'une forte proportion d'eau douce dans le réseau (Rouchy et Pierre, 1979).

Nous avons vu précédemment que la *lamination algaire et le dépôt du gypse étaient des phénomènes indépendants régis par une périodicité d'ordre différent.* Il semble logique d'admettre une alternance, peut-être saisonnière, de phases de croissance rythmique de tapis algaires et de périodes de sursalure entraînant l'inhibition de la *croissance algaire* et la précipitation du gypse au sein du tapis nouvellement élaboré ; la pellicule gypseuse superficielle est soumise à des phénomènes d'érosion, de desquamation et de démantèlement en relation possible avec une phase de dessèchement à la fin de chaque période de sursalure. Une alternance saisonnière telle que celle décrite actuellement dans la lagune Mannar au nord-ouest de Sri-Lanka (Gunatilaka, 1975) en climat tropical semi-aride et en domaine intertidal peut être envisagée. Dans cet exemple, l'édification régulière des tapis algaires est interrompue à partir du mois d'avril, période de forte concentration des eaux (100 ‰) et le gypse se développe alors au sein des tapis algaires et des sédiments sous-jacents où il est caractérisé par une granocroissance cristalline. C. Pierre (communication orale) a également observé dans la lagune Ojo de Liebre (Mexique) des stromatolithes columnaires similaires dont la partie sommitale — à l'émersion lors des épisodes d'abaissement du niveau aquatique — est rapidement gypsifiée.

A titre de comparaison, dans certains bassins des salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante (Espagne méridionale, Rouchy et Montenat, en préparation) existent, sur une épaisseur de 15 centimètres, des sédiments gypseux finement lités (pl. 18) qui présentent des caractères analogues : alternance rythmique de lits gypseux blanc (1/2 à 1 cm d'épaisseur) à granoclassement cristallin inverse (pl. 14, I) et de lits argilo-carbonatés de teinte sombre (1/2 cm en moyenne d'épaisseur) ; le litage régulier présente des ondulations de quelques centimètres d'amplitude ou bien est déformé par des corps cristallins nodulaires ou percés en surface par des gerbes cristallines décimétriques. Il s'agit également ici d'une gypsification de tapis algaires enfouis (dont les structures organiques ont été en partie détruites) en relation avec des concentrations capillaires de saumures.

En définitive, les laminites cryptalgaires et les stromatolithes gypsifiés de Chypre résultent d'une alternance cyclique à contrôle très probablement saisonnier de phases d'élaboration de tapis algaires au cours d'une saison humide marquée par une forte dilution du milieu et de phases de gypsification au cours de la saison sèche suivante ; le gypse précipite alors dans le dernier tapis algaire, probablement sous l'effet d'une concentration capillaire des saumures lors d'un assèchement partiel

Source : MNHN, Paris

ou total du tapis. Il est intéressant de noter que de tels mécanismes impliquent un climat à alternances saisonnières bien marquées.

f) Les gypses détritiques.

1. — Description.

Ce type de sédiments dont la granulométrie varie de celle de lutites à celle de rudites grossières (jusqu'aux brèches à blocs métriques) est abondamment représenté dans tous les bassins de Méditerranée orientale où son épaisseur cumulée dépasse dans de nombreuses coupes 50 % de l'épaisseur totale (fig. 45). D'autres bassins, tels que ceux de la bordure des Apennins, sont caractérisés par l'importance des remaniements sous forme de dépôts turbiditiques (Parea et Ricci-Lucchi, 1972 ; Vai et Ricci-Lucchi, 1976) ; nous nous limiterons à une description très sommaire de ces faciès.

Les gypsolutites les plus caractéristiques, qui alternent toujours avec des bancs de gypse à grain fin (gypse laminé, laminites cryptalgaires gypsifiées), correspondent à des sédiments très homogènes d'aspect « pâteux » dont le caractère détritique n'est révélé que par la présence d'intercalations d'arénites, par l'existence de figures sédimentaires souvent peu apparentes (stratifications obliques ou ravinement des bancs) et par le fait qu'elles représentent généralement le terme final le plus fin des séquences granoclassées. A l'échelle microscopique, elles sont composées par des grains globuleux ou allongés (aciculaires), de 20 à 60 µm de dimension moyenne, à limites engrenées, admettant des passées ou des grains isolés de plus grande taille. Les gypsarénites sont soit constituées par des fragments cristallins de forme et d'orientation diverses, soit par des cristaux aciculaires déposés subparallèlement au litage ; elles présentent très fréquemment un granoclassement normal, des stratifications obliques, des contournements liés à des glissements synsédimentaires (voir *infra*), des phénomènes de ravinement important des niveaux sous-jacents, dont la présence est le seul critère permettant en particulier de distinguer les gypsarénites fines du gypse laminé dont les caractères microscopiques sont rigoureusement comparables.

Parmi les gypsorudites, nous retiendrons un certain nombre de faciès particuliers :

— les brèches à fragments cristallins de grande taille (monocristaux ou leurs fragments atteignant 60 cm de longueur) emballés dans une matrice gypsarénitique à ruditique plus fine, présentent une orientation statistique parallèle au litage bien que les fragments obliques ou très redressés soient parfois nombreux. La genèse de ces sédiments de type « debris flow » implique l'érosion de masses cristallines non cohérentes et un transport de type torrentiel mais suffisamment court pour assurer la préservation des grandes lames cristallines (ch. II) ;

— Les brèches à fragments lithoïdes (« flat-pebble »), contournés ou non, sont fréquentes à divers niveaux et fréquemment associées à des figures de contournement complexe (§ C, I). Les fragments (quelques cm à 10 cm), plats, recourbés aux extrémités (évoquant des copeaux de dessiccation) ou bien très contournés sont composés préférentiellement, soit de gypse laminé ou finement lité, soit de gypsolutites ; la matrice est selon les cas calcarénitique ou biocalcarénitique (« barre jaune » de Polemi), gypsolutitique ou gypsarénitique. Leur formation résulte de processus complexes et différents selon les cas examinés : remaniements possibles de copeaux de dessiccation, brèchification liée à des phénomènes de glissements synsédimentaires, remaniements de fragments lithoïdes contournés résultant de déformations diagénétiques précoces ;

— Brèches diverses : brèche à fragments de coupoles stromatolithiques, brèches polygéniques et hétérométriques à blocs métriques (brèche intermédiaire de Polemi, brèche sommitale d'Héraklion, etc.).

2. — Interprétation.

Par nombre de leurs caractères, certains de ces dépôts granoclassés évoquent des turbidites : granoclassement, ravinements et figures de base de bancs, glissements synsédimentaires ; certaines séquences paraissent même évoquer une succession type « de Bouma » (1962). Vai et Ricci-Lucchi

Source : MNHN, Paris

(1976, 1978) et Ricci-Lucchi (1973, 1975) interprètent en termes de turbidites les séquences de gypse détritique des Apennins. Dans les bassins considérés et notamment dans celui de Polemi, malgré une localisation assez nette des épisodes de resédimentation dans les parties centrales du bassin et des caractères pétrographiques identiques, la continuité de certains niveaux (gypse sélénite, gypse laminé à nodules cristallins, etc.) des marges vers le centre et l'interstratification constante des gypses primaires et resédimentés excluent une différenciation comparable à celles des Apennins avec marge évaporitique, talus et bassin réceptacle des matériaux remis en suspension par gravité sur les pentes. En accord avec la reconstitution proposée au § B, 11, nous admettrons un bassin relativement peu profond soumis à de constantes phases d'érosion et de resédimentation en relation avec le jeu d'un couple tectonique — fluctuations du niveau aquatique ; les exondations temporaires ou définitives des parties marginales au moins entraînent la destruction de panneaux entiers relevés par la tectonique (brèche polygénique) ; les remaniements à l'état particulaire de gypse fin ou la désagrégation de « croûtes » cristallines peuvent intervenir sans transport ni différence bathymétrique importants. Ainsi, actuellement (salines de l'aéroport d'Alicante, Espagne), on observe l'accumulation de fragments cristallins de grande taille provenant de la destruction *in situ* (abrasion éolienne probable) de dômes sélénitiques (pl. 17, E). Le faciès « debris flow » peut être produit en l'absence de transport ou au cours d'un transport bref. Les faits observables dans ces bassins conduisent à mettre en garde contre l'assimilation systématique de toutes ces structures à des turbidites caractéristiques de milieux profonds comme cela a pu être proposé.

En ce qui concerne les phénomènes de glissement par gravité, des pentes relativement faibles et une différenciation topographique peu importante suffisent à déclencher des phénomènes de glissement synsédimentaire et des processus de resédimentation.

11). — *Les phénomènes associés.*

a) Les phénomènes de réduction des sulfates et la transformation gypse/calcite.

1. — Description.

Ces phénomènes, mentionnés à plusieurs reprises notamment en Sicile et en Espagne méridionale où ils sont associés à la formation des dépôts de soufre natif, peuvent être observés de manière détaillée dans ces bassins de Méditerranée orientale.

Dans les bassins de Polemi et Héraklion-sud, la partie superficielle des bancs gypseux situés sous les laminites diatomitiques, sédiments riches en matière organique et caractéristiques d'un milieu réducteur (Ch. VI), est souvent transformée en calcaire sur une épaisseur irrégulière de 1 à 30 cm environ. Ce calcaire a préservé la texture générale ainsi que les habitus cristallins du gypse aux dépens duquel il se développe (pl. 13, J). La transformation progresse de la périphérie vers le centre des cristaux de gypse, donnant une calcite micritique dans les cristallites de petite taille et microsparitique à sparitique (10-200 µm) dans les grands cristaux de gypse (pl. 13, J,). Des transformations incomplètes n'affectant que la périphérie des cristaux conduisent à la destruction des formes cristallines et à la formation d'individus anhédraux, d'aspect corrodé ou de plages gypseuses résiduelles (pl. 13, H, 1). Dans certains cas, l'invasion irrégulière du gypse par la calcite microsparitique (pl. 13, H) engendre des laminites gypso-carbonatées.

Des nodules de soufre (de quelques millimètres à 10 cm de diamètre) apparaissent fréquemment dans les niveaux gypseux non transformés en provoquant une légère déformation de la stratification (précocité du phénomène) ; ils se concentrent dans les horizons à texture hétérogène ayant à l'origine une porosité plus élevée : gypse laminé ou gypsolutites fortement slumpées (Kallepia et Letymbou, bassin de Polemi), gypsarénites intercalées dans les gypses laminés sombres et riches en matière organique (Zakynthos, pl. 12, A et légende détaillée).

Source : MNHN, Paris

2. — Interprétation.

Les phénomènes de réduction du sulfate de calcium (anhydrite ou gypse) en calcite dans les milieux riches en matière organique avec formation de soufre natif sont connus dans de nombreuses formations évaporitiques et analysés sur le plan géochimique et pétrographique par Dessau *et al.* (1962) dans le Messinien de Sicile, Davis et Kirkland (1970) dans le Permien (« Castile Formation ») du Texas et du Nouveau Mexique et Shearman (1971) [1]. Cette transformation s'accompagne, dans le cas du gypse et engendrer une importante porosité secondaire ou des déformations synsédimentaires. Les faits sédimentologiques observés s'intègrent parfaitement dans ce schéma génétique comportant :

— transformation *in situ* et précoce de gypse en calcite, liée à l'installation de conditions réductrices lors du recouvrement par des sédiments laminés riches en matière organique (laminites diatomitiques par exemple) ; ce phénomène intervient à l'interface gypse-laminites. L'importance de ces processus dans la genèse de nombreux ciments, voire d'interlits carbonatés azoïques dans les masses gypseuses, ne doit pas être sous-estimée ;

— développement consécutif de soufre natif dans des niveaux de porosité élevée (gypsarénites, gypse à stratification fortement perturbée, discontinuités lithologiques diverses) par réaction avec l'oxygène dissous des fluides piégés et/ou par voie bactérienne.

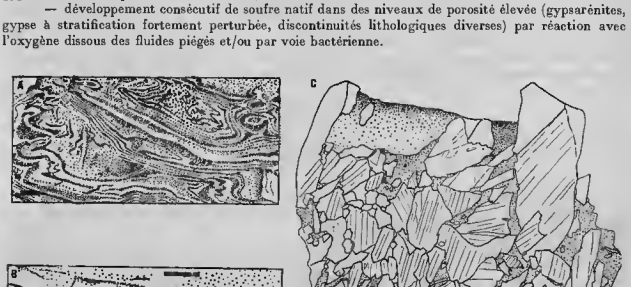


Fig. 52. — Quelques aspects pétrographiques des gypses de Méditerranée orientale. A. — Contournements complexes affectant le gypse finement lité ; ces structures sont associées à des nodules de soufre (barre = 2 cm). B. — *Idem* (barre = 10 cm). C. — Gypse sélénite irrégulièrement cristallisé : individus xénomorphes irrégulièrement orientés dans une matrice carbonatée (calcite et aragonite) et individus subbédraux implantés verticalement au sommet (barre = 1 cm).

1. $CaSO4 + [C + 4\ H] \rightarrow CaCO_3 + H_2S + H_2O$ et $2H_2S + O_2 \rightarrow 2S + 2H_2O$; cette réaction met en jeu l'oxygène moléculaire dissous dans les nappes (DAVIS *et al.*, 1970) et/ou l'activité bactérienne dans les conditions superficielles.

Source : Mc Hill, Paris

b) Les figures de glissement sédimentaire.

Différents types de structures contournées très complexes (pl. 12, B ; fig. 52 A) affectent les bancs de gypse laminé et finement lité et conduisent à l'extrême à la formation de brèches à fragments contournés de taille très variable. L'épaisseur de la tranche de sédiment affectée varie de quelques décimètres à plus de 10 mètres (sommet de la brèche intermédiaire, Kourtaka, bassin de Polemi). Les structures les plus communes comportent : 1) des successions de plis aigus à plan axial incliné ou couché (pl. 12, B), 2) des figures plissées complexes, 3) des figures de type flamme, des figures en cheminées avec retournement latéral des couches (pl. 12, B) typiques de phénomènes d'expulsion, 4) des pseudo-nodules, etc. Les directions d'axes de plis mesurées près de Kallepia révèlent une orientation

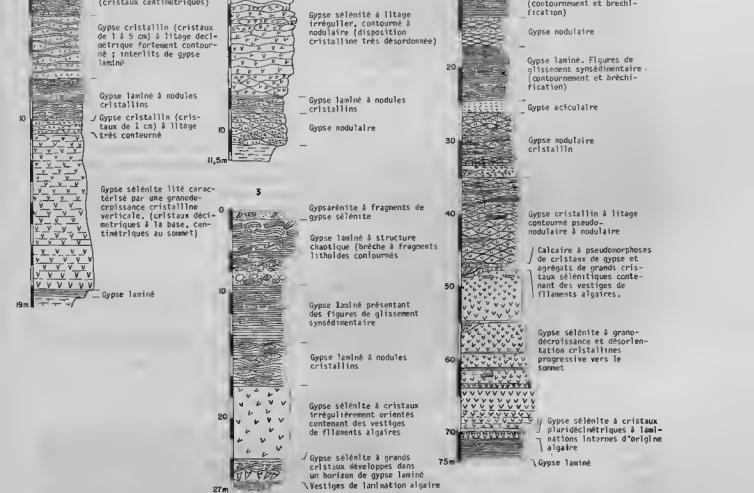


FIG. 53. — Comparaison de quelques coupes de Zakynthos (Argassi : 1 ; Kalamaki : 2) et de Crète (Pyrgos : 3 ; Tsangaraki : 4).

Source : MNHN, Paris

dominante voisine de N 60-90° E, perpendiculaire à celle des failles bordières du graben ; indiquant donc un glissement subparallèle à l'axe de la dépression.

L'origine de ces figures est multiple : glissements synsédimentaires par gravité sur une pente amenant à l'extrême la formation d'accumulations bréchiques à éléments lithoïdes contournés, également observés dans les marno-calcaires de Tsangaraki (Héraklion) ; déformations liées à la compaction précoce et au comportement hydroplastique du sédiment sous l'effet d'une surcharge ; figures d'expulsion d'eau probable (pl. 12, B), pseudonodules (fig. 52). Notons également certains mécanismes possibles mais non directement vérifiables tels que : dissolution d'intercalations halitiques, modifications volumétriques résultant des transformations minéralogiques, rôle de la séismicité dans le déclenchement de certains processus d'expulsion d'eau connus dans les bassins d'Espagne méridionale (Shearman, communication orale). Pour terminer, il faut souligner les déformations liées aux croissances cristallines dans des substrats de gypse laminé (pl. 12, D) qui sont ultérieurement exagérées au cours des phénomènes de compaction.

B. — L'organisation séquentielle

La composition des formations gypseuses, qu'il s'agisse des masses ou des alternances marno-gypseuses, montre une grande variabilité des faciès qui s'oppose à la définition d'un type de séquence répétitive corrélable à l'échelle régionale (fig. 53). La seule succession verticale qui paraisse présenter une certaine constance, caractérise plusieurs niveaux de la coupe d'Argassi (Zakynthos) ainsi que la formation gypseuse d'Héraklion en Crète et présente de notables analogies avec les séquences décrites dans les Apennins par Vai et Ricci-Lucchi (1976, 1977), excepté à Héraklion où un banc de gypse laminé existe à la base. Elle débute par du gypse sélénite à cristaux décimétriques à semi-métriques à vestiges de tapis à Cyanophycées et se caractérise ensuite par une granodéroissance et une désorientation cristallines relativement graduelles, et enfin le passage à un gypse cristallin à litage ondulé pseudonodulaire, puis nodulaire. Examinée en détail, cette succession apparemment continue comporte néanmoins l'indication de variations répétées des conditions de dépôt : précipitations sous-aquatiques libres (certains gypses sélénites, gypses laminés) ou croissances diagénétiques précoces (gypses nodulaires cristallins, gypses cristallins pseudonodulaires, sélénite nodulaire, etc.). Si l'on peut admettre globalement une réduction de l'épaisseur de la tranche d'eau à partir d'une valeur réelle chiffrable au maximum en mètres jusqu'à des conditions voisines de l'émersion, celle-ci ne fait que représenter la résultante d'incessantes fluctuations.

III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

De l'étude de ces trois exemples régionaux (Zakynthos, Crète et Chypre), il ressort, malgré de notables différences, certains traits généraux.

A. — Au plan de l'agencement des faciès

Elle apporte notamment *la confirmation de l'antériorité de la construction récifale eu égard aux évaporites* (Psematismenos, Héraklion), de son équivalence avec une partie au moins de la formation à laminites et du *diachronisme des principaux corps sédimentaires et de leurs limites* : formation à laminites calcaires préévaporitiques, évaporites et même niveaux supraévaporitiques ; c'est ainsi que l'on peut observer des diatomites à la base du gypse, intercalées dans les gypses (Kalavasos) ou sus-jacentes (Héraklion, Panassos), etc. Leur continuité apparente à l'échelle des bassins ne peut être interprétée comme la preuve de leur synchronisme.

Source : MNHN, Paris

B. — Au plan sédimentologique

1) *Au cours de la phase prévaporitique.*

Elle révèle, malgré une assez grande variabilité latérale, plusieurs faits importants :

1) la permanence d'un confinement au moins épisodique de la tranche de fond (laminites, préservation de la matière organique, microfaune, etc.) ;

2) de profondes modifications des conditions superficielles marquées par la raréfaction, voire la disparition des formations diatomitiques épaisses, l'importance des bancs calcaires à nanoplancton et la fréquence des lamines aragonitiques ; il est également intéressant de noter que l'abondance des apports continentaux riches en éléments organiques d'origine terrestre (Zakynthos notamment) n'entraîne pas un accroissement de la productivité superficielle : absence de diatomites vraies dans la frange d'influence des eaux douces ;

3) l'indication constante d'une réduction bathymétrique progressive qui conduit, au sommet, à l'individualisation de sédiments littoraux (lumachelles et stromatolithes à Héraklion, calcaires biodétritiques, structure chaotique de Polemi et Pissouri, calcaires stromatolithiques de Psematismenos) ;

4) la présence d'une plateforme carbonatée marginale mais l'absence de grands édifices calcaires construits à Madréporaires ou à Mélobésiées. L'ensemble de ces observations traduit des différences très nettes des conditions de sédimentation par rapport au domaine occidental (isolement plus rigoureux, confinement hydrodynamique précoce, température et/ou salinité plus importante des eaux, etc.) que nous examinerons de manière globale dans la 2e partie.

II) *Pendant la phase évaporitique.*

Elle se traduit par une précipitation dans des milieux résiduels de très faible profondeur, dès la base (constance des tapis à Cyanophycées), soumis à une dilution croissante vers le haut de la formation, mais également par la persistance sporadique d'épisodes réducteurs (laminites diatomitiques à matière organique, transformations sulfate/calcite, formation de soufre natif).

Les phénomènes diagénétiques précoces sont intenses (gypse nodulaire cristallin ; gypse cristallin à litage irrégulier à 50 % de la totalité des formations) ; les remaniements prennent ici un développement important en relation avec une instabilité synsédimentaire et des fluctuations du niveau des saumures.

III) *Pendant la phase postévaporitique.*

Le seul trait commun à une grande variété de faciès (laminites détritiques de Zakynthos, marnes noires laguno-lacustres de Polemi, conglomérats et paléosols de Pissouri, etc.) réside dans la généralisation de milieux à salinité très faible ou variable (microfaune à *Ammonia beccarii* et *Cyprideis*) et localement d'un corps d'eau stratifié ; des influences marines brèves ne peuvent être exclues.

La base du Pliocène marque un changement très net : rétablissement des conditions marines à salinité et oxygénation normales.

C. — Au plan géodynamique

Le Messinien se caractérise donc par une réduction bathymétrique *progressive* à partir des milieux relativement profonds (bathyal supérieur, 500 mètres au maximum) jusqu'à des milieux très peu profonds voisins de la côte d'émersion à l'aube de la sédimentation évaporitique. Compte tenu de l'épaisseur de sédiments déposés pendant cet intervalle de temps (50 à 80 mètres), il est possible d'admettre, au début de la phase évaporitique, un abaissement du niveau aquatique dans le bassin, par rapport au niveau océanique, mais d'une amplitude limitée.

Source : MNHN, Paris

Une instabilité tectonique permanente peut rendre compte de l'abondance des phénomènes de glissements sédimentaires et de remaniement (structures chaotiques à la base, dans la partie médiane et au sommet des évaporites).

La fin du Messinien est caractérisée par l'indication *assez constante d'une réorganisation paléogéographique* (Polemi, Pissouri) précédant le rétablissement des conditions marines normales et de profondeur relativement élevée (bathyal supérieur au maximum) qui marquent fréquemment un retrait par rapport à l'extension des sédiments préévaporitiques et même évaporitiques ; bien que très rapide, l'augmentation de la profondeur n'en demeure pas moins progressive à Pissouri et éphémère (réapparition de sédiments littoraux au toit du Pliocène inférieur).

D. — Relations avec les séries traversées dans les sondages D.S.D.P. voisins (fig. 44)

N'ayant pas eu l'occasion d'étudier ces séries de manière détaillée (à l'exception des caractères pétrographiques des gypses, voir précédemment), il s'agit donc seulement de dégager les points essentiels pour la suite du raisonnement.

L'espacement des carottages ne permet pas toujours d'établir des comparaisons précises avec les séries à terre ; on notera qu'au site 375, situé sur la ride de Florence à l'ouest du bassin de Polemi, une série semblable sur le plan des épaisseurs et des faciès a été traversée par 1 900 mètres de profondeur d'eau tandis que le sondage 376 (profondeur à peine supérieure ; 2 100 mètres) a rencontré un terme halitique. La pénétration est insuffisante au site 378 (1 900 mètres de profondeur) pour permettre des corrélations avec le bassin voisin d'Héraklion ; le sondage 374 situé au centre du bassin ionien (4 000 mètres) présente quant à lui des caractères très différents avec un terme salifère (halite et sels de potassium) caractéristique de la partie la plus profonde du bassin.

Source : MNHN, Paris

Chapitre V

LES BASSINS DÉPOURVUS D'ÉVAPORITES

Plusieurs bassins périphériques occidentaux sont dépourvus de dépôts évaporitiques : Vera en Espagne méridionale, Boudinar, Melilla et Guercif au Maroc septentrional, l'Oranie occidentale et la Mitidja en Algérie, notamment. Si le Messinien marin y est représenté — à l'exception peut-être de Guercif — par des marnes, des diatomites, des laminites et parfois des édifices récifaux à Coralliaires (Vera, Melilla, Oranie), l'équivalent de l'épisode évaporitique est parfois si peu perceptible que certaines coupes comme celles de Cuevas de Almanzora (Vera) ont été considérées un temps comme des exemples de continuité marine mio-pliocène (Montenat *et al.*, 1976 a et b), bien que les auteurs aient noté d'entrée que les laminites finimessiniennes pourraient représenter l'équivalent des évaporites des autres bassins. De nombreuses études devaient en fait démontrer qu'une discontinuité au moins paléoécologique caractérisait le sommet du Messinien avec le développement d'organismes euryhalins (*Ammonia beccarii*, *Cyprideis*) ou de charophytes (Cita *et al.*, 1980 ; Geerlings *et al.*, 1980), des figures d'émersion (Cita *et al.*, 1980) ; des indices de ravinement y étaient même observés par Bernet-Rollande *et al.* (1979). Ces phénomènes de dessalure ont été reconnus également sur un mètre dans la Mitidja (Yassini, 1975) et dans le sondage Alger 1 implanté en mer au large de la Mitidja (Burollet *et al.*, 1978).

Nous avons choisi deux exemples régionaux au Maroc (Melilla, Boudinar) qui présentent le double intérêt de permettre d'observer différents aspects de la sédimentation marine « préévaporitique » et une zonalité paléogéographique. Parallèlement, plusieurs coupes dont nous ne fournirons les résultats que sous forme de brèves comparaisons ont été étudiées dans les dépendances atlantiques : couloir sud-rifain (Sidi Harazem, près de Fez) et Oued el Akrech près de Rabat.

Les bassins de Melilla et de Boudinar au nord du Rif représentent les deux seuls bassins messiniens de la côte méditerranéenne du Maroc (fig. 54) puisque plus à l'ouest, seul le Pliocène marin est transgressif dans certaines vallées descendant du Rif (Feinberg, 1978). Le bassin de Guercif, situé actuellement sur la basse vallée de la Moulouya, occupe une position périphérique à une centaine de kilomètres des rivages actuels de la Méditerranée.

Au début du Miocène, l'ensemble de ces bassins était en communication assez large avec le domaine atlantique par le couloir sud-rifain (Gignoux, 1936) qui aboutissait dans le bassin de Guercif relié au domaine rifain septentrional et à l'Oranie occidentale par le couloir d'Oudjda (fig. 54). La dynamique de glissement des nappes rifaines qui s'échelonne du Tortonien inférieur à moyen (Andrieux *et al.*, 1971) au Tortonien supérieur à l'est (Feinberg, 1978), va progressivement réduire, puis obturer le couloir marin, contribuant à isoler le bassin de Guercif ; toutefois, l'individualisation d'un sillon posttectonique intrarifain au tracé encore hypothétique (matérialisé par les synclinaux postnappes) semble avoir relié pendant une grande partie du Messinien les bassins atlantiques du Rharb aux bassins méditerranéens (voir chap. VII). Un mouvement de bascule est-ouest de l'ensemble du bâti à la fin du Messinien provoque alors, pour Feinberg (1978), la vidange du sillon et le retrait de la mer dans la région du Rharb et de la Mamora.

Source : MNHN, Paris

Fig. 54. — Carte de situation des différents bassins étudiés au Maroc septentrional.

I. — LE BASSIN DE MELILLA-NADOR

Ce bassin ou cette partie de bassin, dont une première description a été fournie par Choubert *et al.* (1964) et Guillemin (1976), correspond à un ensemble relativement complexe comprenant le Cap des Trois Fourches et s'étalant à l'est jusqu'à la basse vallée de l'Oued Kert et même sur les flancs des Beni-Saïd (Guillemin, 1976) ; vers l'ouest, il est limité par la bordure septentrionale du massif des Kebdana. Toute la presqu'île des Trois Fourches est occupée par un important édifice récifal en partie adossé vers le sud au massif volcanique de Gourougou dont une partie de l'activité se situerait au Messinien bien que les datations isotopiques aient fourni un âge légèrement plus ancien compris entre 11 et 6,5 millions d'années (Charlot *et al.*, 1967, Choubert *et al.*, 1968).

A. — L'agencement des faciès

La base du Messinien est seulement observable au nord de la presqu'île des Trois Fourches où une discordance angulaire sépare les marnes sableuses tortoniennes — premier cycle sédimentaire marin posttectonique — de la base de l'édifice récifal messinien ; aucun contact ne peut être observé en position plus aval dans le bassin où se développent les marnes antérieures et partiellement contemporaines du récif. Celles-ci comportent localement quelques intercalations de laminites diatomitiques au sud de Messâdit et dans la coupe du Taourirt Medil au sud. Arias *et al.* (1976) décrivent néanmoins une formation à diatomites massives de 30 mètres d'épaisseur environ dans la coupe de Izarorene, située en position très distale dans la vallée de l'Oued Kert (à l'extrémité sud-ouest du bassin).

Source : MNHN, Paris

I) *Les marnes messiniennes.*

a) Succession lithologique.

Cette formation dont l'épaisseur ne peut être évaluée rigoureusement (au moins 100 mètres) a été étudiée dans deux coupes : Messâdit au nord et Taourirt-Medil au sud pour la partie supérieure.

Dans la première (Messâdit, fig. 55), les marnes grises à rousses présentent dès la base des passées silicifiées correspondant à d'anciennes laminites inframillimétriques et associées à des cinérites à biotite. Elles comportent des figures de bioturbation fréquentes et des passées à huîtres. A 40 mètres de la base, apparaissent (sur 20 mètres environ) des passées nombreuses mais peu épaisses (1 à 10 cm) de laminites diatomitiques parfois silicifiées à restes de poissons et figures de bioturbation ; des niveaux lumachelliques à huîtres y sont intercalés. Au sommet, 3 à 4 mètres environ de marnes plus sableuses à huîtres et abondants débris végétaux fins séparent ces niveaux d'un épandage périrécifal de sables calcaires et de calcaires à *Halimeda* (supérieur à cinq mètres d'épaisseur), la bordure du récif étant située à moins de 50 mètres de la coupe étudiée. Latéralement, les laminites peuvent être suivies sous les dernières lentilles récifales à la périphérie de l'édifice.

Dans la seconde (Taourirt-Medil), la formation est relativement plus épaisse et seulement deux passées de laminites diatomitiques (10-30 cm) dont l'une est silicifiée, sont situées à 100 mètres sous une intercalation de calcaires construits à Coralliaires (5 mètres) qui marque le début d'un changement lithologique très net ; l'ensemble situé au-dessus de ces calcaires, minutieusement analysé par Guillemin (1975), montre un passage progressif à des milieux laguno-lacustres matérialisés par des calcaires parfois silicifiés par l'intermédiaire de niveaux sableux ou conglomératiques fluvio-deltaïques.

b) Description pétrographique.

Les marnes contiennent toujours une fraction quartzeuse d'importance variable. Tous les échantillons étudiés par diffractométrie de rayons X ont révélé un pourcentage de dolomite compris entre 15 et 25 % de la fraction carbonatée. La composition de la fraction argileuse est dominée par la smectite (65 % en moyenne mais atteignant parfois 80 %) et l'illite (20 à 30 %) et en proportion moindre par la kaolinite et exceptionnellement la chlorite.

Les niveaux de diatomites présentent une lamination inframillimétrique caractéristique et de fréquentes figures de bioturbation identiques à celles décrites dans la coupe de Sig en Algérie.

c) Cadre biostratigraphique et écologique.

Guillemin (1976) propose pour ces marnes un âge messinien sur la base de la présence de *G. conomiozea-mediterranea*. Bien qu'aucun des échantillons recueillis n'ait révélé la présence de ce marqueur, l'association rencontrée à *Globorotalia dutertrei-humerosa*, *Globorotalia acostaensis*, *Globigerina multiloba*, *Globigerinoides obliquus extremus* et *Uvigerina tenuistriata* nous permet d'envisager également un âge messinien. La microfaune benthique est relativement pauvre : Orbulines, *Cibicides*, *Hopkinsina bonionensis*, Valvulines et dans la partie supérieure *Ammonia beccarii*. L'ostracofaune (liste en bas de page [1]) est caractéristique d'un milieu marin néritique, plus littoral dans la coupe de Messâdit que dans celle de Taourirt-Medil.

II) *Les édifices récifaux à Coralliaires.*

Trois types de récifs peuvent être observés dans ce bassin : le vaste complexe récifal plurikilométrique du Cap des Trois Fourches, les petits corps récifaux lenticulaires situés au sud du bassin et

1. *Xestoleberis*, *Loxoconcha* cf. *parvula*, *L.* cf. *rhomboidea*, *Hemicytherura* sp., *Cytheridea* gr *acuminata*, *Falunia* sp., *Falunia stellata*, *Falunia* (*Hiltermannicythere*) sp., *Falunia retifastigata*, *Henryhowella asperrima*, *Occultocytheris* sp., *Ruggiera tetraptera*, *Caudites* cf. *guinensis*, *Mutilus semilunatus*, *M.* gr. *convexus-cicatrisus*, *Callistocythere* cf. *vigneauxi*, *Leptocythere* aff. *kellatas*, *Triebelina* aff. *boldi*, *Bairdia* sp., *Cytherella* sp., *Cytherella pulchella*.

Source : MNHN, Paris

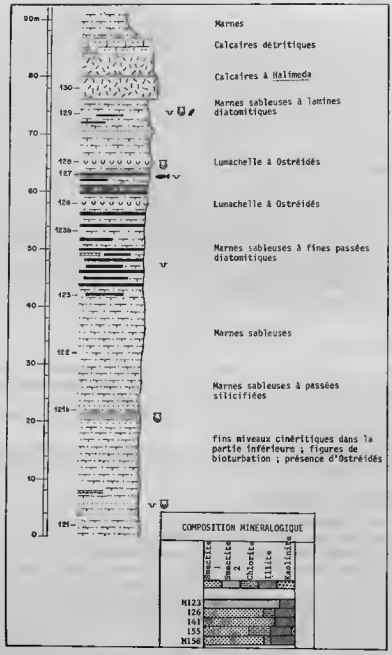


FIG. 55. — Coupe de Messadit (Melilla, Maroc septentrional).

Source : MNHN, Paris

FIG. 56. – Répartition des principaux faciès dans la région de Melilla (Maroc septentrional) à la fin du Miocène.

Source : MNHN, Paris

au sommet du Messinien marin et enfin une série de récifs frangeants de petite taille sur la bordure septentrionale du massif des Kebdana-Iberkanène au sud-est et à l'est.

a) Le complexe récifal du Cap des Trois Fourches (fig. 56; pl. 15, A, B, C, D).

De forme grossièrement ovoïde (8 × 4 kilomètres) avec un grand axe NNW-SSE, l'édifice récifal qui repose au nord sur une culmination du substratum, occupe toute la largeur de la presqu'île jusqu'au massif volcanique du Gourougou dont l'activité pourrait être (voir ci-dessus) en partie antérieure à l'édification récifale et en partie postérieure comme l'indique nettement la succession des

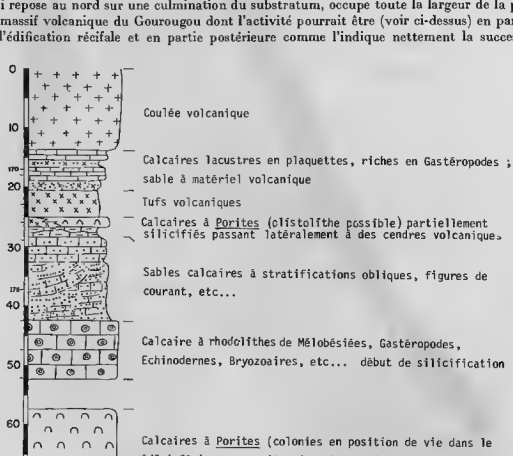


Fig. 57. — Coupe de l'Oued Medouar (bordure méridionale de l'édifice récifal du cap des Trois Fourches, Melilla, Maroc septentrional). La position des prélèvements figure à gauche de la colonne lithologique.

Source : MNHN, Paris

faciès dans la coupe de l'oued Medouar (fig. 57). Du sud vers le nord, la sole récifale recouvre successivement les laminites messiniennes, les marnes tortoniennes (par l'intermédiaire d'une discordance angulaire) et la molasse basale tortonienne.

1. — Morphologie récifale (fig. 58).

L'architecture détaillée de l'édifice ne peut être reconstituée qu'à partir des deux bordures occidentale et orientale et de la vallée de l'oued Tirhârfâtine qui entaille transversalement sa partie méridionale.

La base du récif est composée par des accumulations épaisses de calcaires organogènes (50 mètres au moins), formées de calcaires à rhodolithes de Lithothamniées (20 mètres d'épaisseur, pl. 15, E), de Lumachelles à Pectinidés ou à Lamellibranches, Gastéropodes, Serpulidés, etc., contenant également de nombreux Échinodermes. Cette faune est actuellement l'objet d'études détaillées (travaux de thèse).

Vers l'intérieur de l'édifice, peuvent être observés des pinacles récifaux (pl. 15, D), de dimensions variées (de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres), ennoyés dans des masses de calcaires biodétritiques et formant de véritables piliers aux parois abruptes et à toit plat. La partie centrale de l'édifice dont l'épaisseur excède 150 mètres n'est pas visible.

Sur les marges, la structure est compliquée par des phénomènes de progradation (pl. 15, A, B, C). Ainsi, près de Messâdit à l'ouest et près de Mersa Taïdent à l'est, des calcaires bioclastiques périrécifaux sont disposés en écailles progradantes (pl. 15, B) fortement pentées vers l'extérieur de la masse récifale (pendages sédimentaires atteignant 30°).

A Messâdit, ces écailles sont à leur tour recouvertes par des calcaires construits à Madréporaires s'abaissant progressivement du centre vers la périphérie d'une cote de 220 mètres à environ 50 mètres. Vers le sud de Messâdit (pl. 15, A) et dans l'oued Tirhârfâtine peuvent également être observés des phénomènes de progradation des lentilles récifales, respectivement vers le sud-ouest et le sud ; dans le second cas, il apparaît nettement (pl. 15, C) qu'à chaque phase de progradation, les polypiers

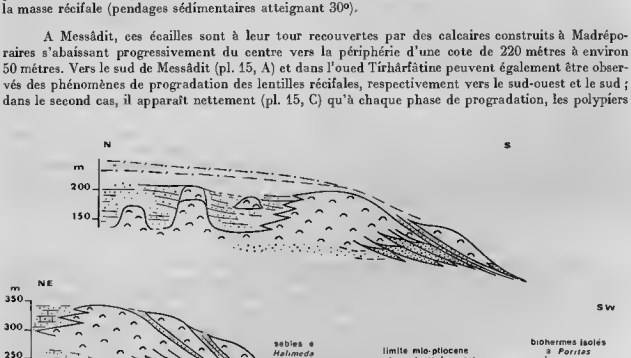


Fig. 58. — Relations entre le récif à Coralliaires, les laminites, les sédiments lacustres et le Pliocène inférieur dans le bassin de Melilla (Maroc). La partie de l'édifice récifal représentée dans la coupe supérieure mesure environ 2-3 kilomètres.

Source : MNHN, Paris

s'installent à une cote altimétrique de plus en plus basse vers l'extérieur du récif ; des phénomènes comparables caractérisent la bordure orientale.

Au sud de Messâdit encore, la falaise côtière qui entaille les marnes infrarécifales semble correspondre jusqu'au premier palier à une morphologie messinienne ; en effet, la paroi marneuse et les blocs de calcaires récifaux éboulés au pied sont drapés sur toute la hauteur par un placage (de un à quelques mètres d'épaisseur) de calcaire à Madréporaires ; notons que des phénomènes analogues ont été décrits en Espagne méridionale dans la région de Carboneras par Bernet-Rollande et Maurin (1980).

En résumé, ces phénomènes de progradation centripète, développés sur les bordures sud, est et ouest, révèlent donc une histoire marquée schématiquement par deux étapes :

1) développement d'un premier édifice grossièrement annulaire sur une culmination septentrionale du substratum comportant une masse construite au centre et entouré par une auréole de sédiments biodétritiques pararécifaux, le bassin se développant vers le sud ;

2) migration centrifuge descendante des colonies de polypiers qui marquent une extension latérale importante des faciès construits et la colonisation concomitante (progressive) des flancs de l'édifice antérieur sur une hauteur importante ; la dénivelée actuelle entre le sommet de la masse récifale et l'altitude la plus basse des colonies de Coralliaires, observée à la périphérie de l'édifice est d'environ 200 mètres.

2. — Composition des communautés de Coralliaires.

Comme dans tous les autre récifs messiniens, la composition des communautés de Coralliaires est quasi monogénérique (*Porites*) : néanmoins, il semble apparaître très schématiquement une zonalité des différents types morphologiques : les colonies en gerbes parfois plurimétriques dominent dans la partie centrale du récif, tandis que des colonies laminaires apparaissent fréquemment à la base des lentilles périphériques progradantes.

b) Les récifs frangeants de la bordure septentrionale du massif des Kebdana-Iberkanène.

Il s'agit d'une série de petits récifs frangeants (mis en évidence par Guillemin, 1976), peu épais (fig. 59), d'extension limitée et situés à une altitude actuelle comprise entre 150 et 200 mètres. Ils reposent soit directement sur le substratum anté-néogène, soit sur des matériaux terrigènes grossiers d'âge indéterminé. Ils sont associés à des sables et des conglomérats grossiers et s'individualisent dans un contexte peu favorable de piedmont soumis à un régime de décharges terrigènes violentes.

111) *Modalités de passage mio-pliocène.*

Le cycle miocène se termine donc par des épisodes de calcaires lacustres (voir coupe du Taourirt-Medil et de l'oued Medouar, fig. 57). Les marnes sableuses pliocènes (biozone à *G. margaritae*) datées par Guillemin (1976) et que nous n'avons pas étudiées en détail affleurent au sud et topographiquement en contrebas (100 mètres) de l'édifice récifal du Cap des Trois Fourches. La base est souvent caractérisée par un horizon de remaniement ou un ravinement des sédiments sous-jacents.

B. — Essai de reconstitution de l'histoire du bassin

Ce bassin correspond à une entité paléogéographique de dimensions réduites, limitée au nord par une protubérance de terrains paléozoïques formant l'actuel Cap des Trois Fourches, au sud-ouest par le massif des Beni-Saïd et à l'est par le massif des Kebdana-Iberkanène ; à l'ouest et à l'est, il s'ouvre vers la mer d'Alboran. Son intérêt est de présenter une évolution sensiblement comparable à celle des autres bassins méditerranéens jusqu'à la période de dépôt des évaporites auxquelles se substitue un épisode de dessalure, et de permettre une évaluation des fluctuations du niveau marin.

Source : MNHN, Paris

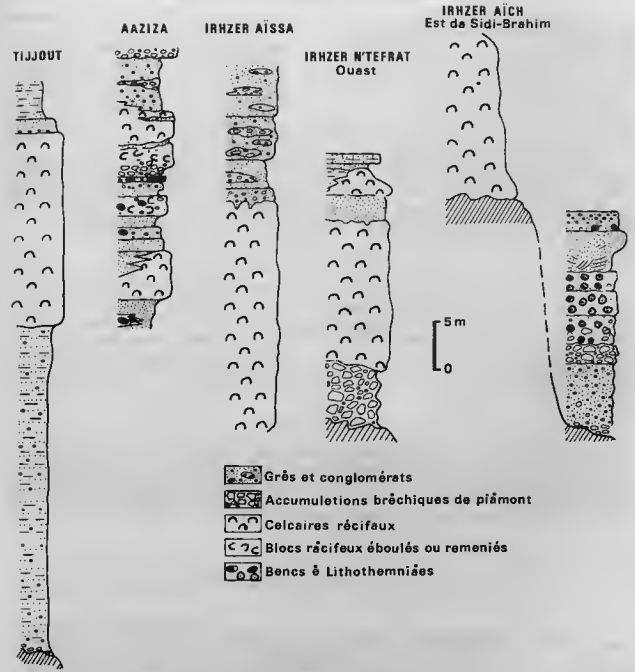


FIG. 59. — Coupes de quelques récifs frangeants de la bordure septentrionale des Kebdana-Iberkanène (bassin de Melilla, Maroc septentrional].

Source : MNHN, Paris

I) *L'évolution de la sédimentation préévaporitique.*

La sédimentation messinienne, à caractère nettement transgressif, offre dès le début une différenciation nette : édification d'un récif annulaire sur la bordure septentrionale, contemporaine d'une sédimentation marneuse au sud ; le confinement du bassin se matérialise de manière assez fugitive par l'intercalation de passées de laminites diatomitiques (sud-Messâdit, Taourirt-Medil) dans lesquelles la présence de bioturbation atteste le caractère très fugace des conditions réellement stagnantes.

Vers le centre, les indices d'une modification des conditions d'environnement (réduction bathymétrique et tendance à la dessalure) se marquent vers le sommet des marnes par l'apparition de microfaunes euryhalines, l'individualisation de lentilles isolées de calcaires à *Porites* précédant des dépôts fluvio-deltaïques (Taourirt-Medil), puis lacustres (Taourirt-Medil, Oued Medouar).

Parallèlement, le récif est caractérisé par une progradation centrifuge des colonies de Coralliaires vers les parties plus profondes du bassin, colonisant progressivement les flancs de l'édifice originel. Ce phénomène peut être mis en relation avec un abaissement du niveau aquatique contraignant les polypiers à rechercher constamment vers l'intérieur du bassin des conditions bathymétriques plus favorables à leur développement, et cela sur une hauteur maximum d'environ 200 mètres.

II) *L'expression locale de l'épisode évaporitique.*

Les cristaux lenticulaires ou les filonnets de gypse n'ayant aucune signification en termes de milieux évaporitiques messiniens, il est probable que la phase évaporitique n'est représentée ici que par l'épisode lacustre, terme ultime de la chute du niveau aquatique dans le bassin. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ici l'absence d'évaporites : dilution permanente des milieux résiduels par des arrivées localement importantes d'eau douce ou bien vidange du domaine et migration des saumures vers des zones topographiquement plus basses situées à l'extérieur de la partie actuellement visible de ce bassin.

III) *Les modalités de la transgression pliocène.*

Un dispositif d'emboîtement du Pliocène inférieur en contrebas de l'édifice récifal s'observe très nettement au sud et le remplissage local de chenaux d'érosion (au moins 60 mètres, Guillemin, 1976, fig. 24), élaborés dans les marnes pendant l'émersion messinienne, confirme bien la réalité des mécanismes précédemment décrits. La transgression marine pliocène ne semble pas avoir atteint, ni le niveau, ni l'extension latérale du maximum messinien.

II. — LE BASSIN DE BOUDINAR

L'histoire sédimentaire marine du petit bassin de Boudinar, enserré entre les massifs rifains de Trougoût à l'ouest, des Beni-Touzine au sud et des Beni-Saïd à l'est, est comprise entre le Tortonien qui marque la fin de la mise en place des nappes dans le Rif et le Pliocène inférieur ; une monographie régionale (Houzay, 1975) assortie d'une précieuse carte géologique a dégagé les principaux aspects du Néogène de cette région, qui a fait l'objet d'études plus ponctuelles concernant notamment les tripolis messiniens de la bordure nord-occidentale du bassin (Hilali et Nataf, 1970 ; Bizon *et al.*, 1979 ; Rouchy et Freneix, 1979). La partie nord-ouest est constituée par l'édifice volcanique de Ras Tarf dont l'activité s'est poursuivie pendant une partie au moins du Messinien.

Je résumerai très brièvement les résultats de l'étude de plusieurs coupes qui ne font que confirmer ceux de Houzay, pour m'attacher à une description minutieuse de celle des diatomites de Sidi Hadj Youssef qui apporte des éléments nouveaux.

Source : MNHN, Paris

A. — Succession lithologique et cadre biostratigraphique

Les conglomérats de base, hétérométriques, déposés en milieu marin (macrofaune marine abondante) et datés du Tortonien dans la plupart des coupes, représentent, en fait, un horizon très vraisemblablement diachrone, déposé à chaque étape de la progression marine sur une topographie irrégulière. Cet étage est en outre représenté par des marnes sableuses (épaisseur < 100 mètres).

Le Messinien sus-jacent est composé principalement par des marnes bleutées (épaisseur $\simeq$ 100 mètres) à intercalations de passées cinéritiques ; vers le sommet, s'individualisent une à plusieurs lentilles de 2 à 5 mètres d'épaisseur en moyenne de calcaires récifaux à *Porites* (associés à des algues Mélobésiées et une assez riche faune marine). Localement, dans la partie occidentale, s'individualisent quelques lentilles de gypse sélénite de quelques mètres d'épaisseur et d'extension très limitée. Le gypse englobe des fragments d'algues Mélobésiées et est assez paradoxalement recouvert (au sud de Lâ'ri Oussardun) par une lentille d'épaisseur décamétrique de calcaires construits à *Porites* (olistolithe ?) dont de nombreuses colonies paraissent remaniées.

Le Pliocène inférieur marin (biozone à *G. margaritae*) à faciès marneux a été mis en évidence par Houzay (1975) dans certaines coupes. Nous devons toutefois émettre des réserves sur l'éventualité d'un passage marin en continu ; en effet, les conglomérats sous-jacents aux marnes pliocénes, dépourvus de faune marine en place et qui remplissent les structures de ravinement du Messinien sous-jacent, nous paraissent délinéer une discontinuité sédimentaire et paléoécologique non négligeable.

B. — Les diatomites de Sidi Hadj Youssef

Cette formation (50 mètres) composée par l'intercalation de 6 bancs visibles de diatomites ou de marnes diatomitiques (fig. 60 ; pl. 15, F), de 3 à 5 mètres d'épaisseur, dans les marnes messiniennes (biozone à *G. mediterranea*), est localisée à la bordure du massif volcanique de Ras Tarf (nord-ouest) contre lequel elle butte par contact faillé ; elle repose localement sur des niveaux volcano-sédimentaires et elle est recouverte par des conglomérats d'appartenance stratigraphique indéterminée (plio-quaternaire ?). Cette coupe a fait l'objet d'une étude à la fois pétrographique et paléoécologique (dont les résultats ont été partiellement publiés : Rouchy et Freneix, 1979 ; Gardette, 1979, pour le contenu diatomitique des échantillons que nous lui avons confiés ; Rouchy et Cravatte, rapport C.F.P. inédit) et même géochimiques (Bizon *et al.*, 1979 ; Vergnaud-Grazzini, en cours) en vue d'une reconstitution des environnements de dépôt.

1) *Étude sédimentologique.*

Les alternances rythmiques de marnes sableuses et de marnes diatomitiques présentent des contacts lithologiques progressifs sur quelques centimètres.

a) Composition minéralogique.

La détermination a été réalisée par l'observation microscopique et par diffraction des rayons X et confrontée sur quelques échantillons avec les résultats obtenus par absorption infra-rouge (F. Fröhlich). La proportion de silice amorphe attribuée aux frustules de diatomées n'excède pas 50 % (< 15 % dans le niveau de base), tandis que celle du quartz comprise entre 20 et 40 % est toujours très importante. La fraction carbonatée (de 15 à 35 %), principalement calcitique, contient toujours une faible proportion de dolomite en augmentation sensible vers le haut de la coupe et également dans certains niveaux diatomitiques (fig. 60).

La fraction argileuse (fig. 60, colonne de droite) contient toujours une très forte proportion de smectite ne présentant pas de différence notable de réponse aux traitements à l'éthylène-glycol que l'on soit dans les laminites ou dans les marnes intercalaires, et de l'illite.

Source : MNHN, Paris

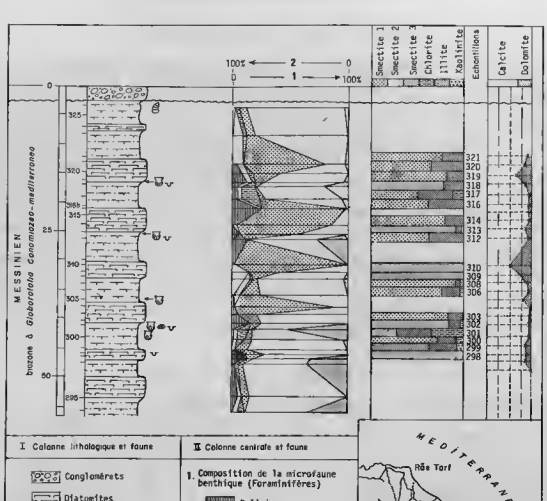


FIG. 60. — Coupe de Sidi Hadj Youssef (bassin de Boudinar, Maroc septentrional). Composition microfaunistique et minéralogique (argiles et phase carbonatée).

b) Le contenu organique.

Les variations dans la répartition des foraminifères planctoniques et benthiques reflètent précisément les alternances lithologiques marnes-diatomites (fig. 60, colonne centrale). Les *Globigerinoides*, formes épipélagiques, abondent dans les intercalations marneuses avec un maximum (20 à 50 % du plancton) au sommet, mais sont pratiquement absents des diatomites dans lesquelles dominent les Globigérines. Ces diatomites sont également caractérisées, outre la présence occasionnelle de *Ammonia beccarii*, par la prolifération des Bolivinidés (maximum au toit du banc) et dans une moindre mesure

Source : MNHN, Paris

celle des Buliminidés, montrant une tendance à la monospécificité et entraînant une chute corrélative de l'indice planctonique.

En accord avec Bizon *et al.* (1979), on note que le nanoplancton calcaire, pratiquement absent des bancs diatomitiques, est abondant et bien diversifié dans les intercalations marneuses (*Coccolithus pelagicus, Sphenolithus abies, Reticulofenestra pseudoumbilica, Helicosphaera carteri, Cyclococcolithus leptoporus*).

Les Diatomées, examinées par Gardette (1979), dans les niveaux diatomitiques seulement, révèlent une remarquable constance du contenu floristique largement dominé par les espèces marines équihalobes ($\simeq$ 35 ‰), par la présence de formes froides typiques du plancton océanique, mais aussi par l'installation de formes plus littorales telles que des *Actinocyclus* et des *Actinoptychus*. Une liste des formes les plus fréquentes est fournie en note infrapaginale [1].

Les Ostracodes [2], rencontrés seulement dans deux échantillons marneux (300 et 317) et un échantillon diatomitique (302), montrent une association de milieu franchement marin néritique en zone photique.

La faune (Rouchy et Freneix, 1979) est rare ; toutefois, le sommet des niveaux marneux 3, 4, 5 et 6 est très riche en tests en très bon état de préservation de *Neopycnodonda navicularis*, possédant fréquemment leurs deux valves en connexion ; elles sont associées dans le niveau 3 à des fragments de *Chlamys*, des échinodermes bien préservés (*Trachypatagus* et *Schizaster* sp.) et des Brachiopodes.

II) *Interprétation de l'environnement de dépôt.*

La formation à diatomites est caractérisée par son extension très limitée, sa localisation géographique particulière en marge du bassin et adossée à l'édifice volcanique de Ras Tarf pouvant suggérer, a priori, une dépendance génétique possible à l'égard des apports volcaniques, notamment pour le stock de silice dissoute utilisable pour l'édification des frustules ; en réalité, si une contribution éventuelle ne peut être écartée, il ne peut s'agir là d'un facteur déterminant : ces formations diatomitiques sont présentes dans la plupart des autres bassins messiniens dépourvus d'appareils volcaniques importants à proximité.

Toutes les données paléoécologiques convergent pour indiquer un milieu marin franc dont la profondeur, si l'on tient compte de l'habitat des Diatomées, des Lamellibranches et des Ostracodes, pourrait être comprise dans une fourchette de 100 à 200 mètres, légèrement inférieure aux propositions de Bizon *et al.* (1979) qui admettent un domaine bathyal supérieur. Le caractère cyclique de la sédimentation y est défini par l'intercalation de 6 épisodes de dépôts siliceux biogènes dominants, accompagnés de modifications importantes de la composition de la faune, de la microfaune benthique et planctonique ainsi que de la composition isotopique des carbonates des tests de Foraminifères étudiés. Les épisodes diatomitiques se marquent au niveau de la tranche superficielle par la prolifération de la microflore siliceuse, la disparition corrélative de la nanoflore calcaire, la substitution des Globigérinidés aux *Globigerinoides* dont l'abondance au niveau des intercalations marneuses pourrait indiquer des températures superficielles plus élevées ; les fortes différences des teneurs isotopiques de Foraminifère splanctoniques (de 1 à 2,5 ‰, Bizon *et al.*, 1979) pourraient également s'interpréter en termes de variations de température des eaux superficielles. Dans la tranche de fond, la prolifération monospécifique des Bolivinidés, formes adaptées aux milieux faiblement oxygénés, la disparition de la faune benthique et une tendance à la lamination du sédiment sont autant d'arguments à l'appui

1. *Nitzschia* sp., *Thalassionema nitzschioides* *, *Thalassiothrix longissima* *, *Actinocyclus cubitus, Actinocyclus ehrenbergii* var. *tenella, Actinoptichus undulatus* *, *Coscinadiscus asteromphalus* *, *C. curvatulus, C.* aff. *gigas, C. marginatus* *, *C. plicatus-yabei, C.* aff. *radiatus, C. stellaris, Rhizosolenia, Thalassiosira* sp. Les espèces dont les noms sont suivis d'un * sont très abondantes et représentées par plus de 30 individus dans au moins 1 échantillon. Pour plus de détails voir Gardette (1979, tab. 2).

2. Ech. 300 (*Loxoconcha parvula, L.* cf. *rhomboïdea, Mutilus semilunatus, M.* gr. *convexus-cicatrisus, Callistocythere* cf. *vigneauxi, Cytherella* sp., *Parakrithe dactylomorpha, Krithe* sp., *Falunia stellata ornatissima, Occultocythereis* sp., *Pterigocythereis* aff. *jonesii, Ruggieria tetraptera*). Ech. 302 (*Falunia stellata ornatissima, Trachyleberis histrix*). Détermination C. Guernet.

Source : MNHN, Paris

de l'établissement d'une tranche de fond appauvrie en oxygène et soumise à des phases de réoxygénation attestées par des figures peu nombreuses de bioturbation.

Tous les phénomènes observés s'inscrivent dans la logique de fonctionnement d'un système de résurgences côtières qui peut rendre compte d'une localisation géographique très précise en marge du bassin, d'une forte productivité organique superficielle liée à des remontées d'eaux plus froides en éléments nutritifs, d'une forte accumulation de matière organique et du développement d'une zone appauvrie en oxygène. Notons qu'il est probable que les eaux remontées proviennent de parties plus profondes que le bassin de Boudinar lui-même (zones actuellement immergées). Les teneurs en ^{18}O des tests de Bolivinidés, inférieures d'environ 4 ‰ (Bizon *et al.*, 1979 ; Vergnaud-Grazzini, communication orale) à celle des zones océaniques, pourraient indiquer des eaux typiquement méditerranéennes plus chaudes que les eaux atlantiques miocènes, selon les auteurs.

La durée de chaque épisode de fonctionnement du système d'*upwelling* est difficile à évaluer (lacune d'observation à la base de la formation, conglomérats d'âge imprécis au sommet).

Le cortège minéralogique est peu affecté par le phénomène, les apports terrigènes fins demeurant toujours élevés dans les diatomites et les marnes intercalaires, les seules variations caractérisent les teneurs en dolomite qui semblent légèrement plus importantes dans les intercalations diatomitiques sommitales et la nature de la phase argileuse ; malgré une composition globalement constante, celle-ci est marquée par la disparition assez systématique de la chlorite dans les bancs diatomitiques et l'individualisation d'une smectite aux caractères particuliers. Ces phénomènes relativement constants dans les formations diatomitiques seront examinés dans le chapitre de synthèse.

III. — COMPARAISON AVEC LES BASSINS VOISINS

A. — Le bassin de Guercif

Le bassin de Guercif est une vaste dépression éloignée du bassin méditerranéen (fig. 54) qui comporte un épais remplissage de marnes marines d'âge tortonien (Van Leckwick et Marçais, 1935 ; Colletta, 1976 ; Feinberg, 1979 ; observations personnelles) passant vers le sommet à des alternances de marnes, de niveaux de lignites, de calcaires lacustres recouverts par des conglomérats continentaux d'appartenance stratigraphique indéterminée ; un âge pliocène est proposé dans la plupart des travaux. La coupe que nous avons levée a seulement confirmé l'âge Tortonien des marnes inférieures à l'exception d'un échantillon vers le sommet qui a livré un seul exemplaire de *G. conomiozea*, qu'en l'absence d'autres indications, il est difficile de prendre en considération.

Associée à la formation lacustre, apparaissent quelques intercalations peu épaisses (quelques décimètres) de gypse nodulaire blanc à précurseur anhydritique ; le gypse est également abondant sous forme de cristaux lenticulaires isolés ou de filonnets de variété fibreuse, tous deux dia- à épigénétique et probablement dépourvus de signification environnementale. Dans ce contexte, il n'est pas impossible que ce gypse — déposé en milieu continental — provienne d'un recyclage de sels plus anciens, peut-être triasiques.

B. — Le bassin du Saïs

Le bassin du Saïs (fig. 54), partie intégrante du couloir sud-rifain au Tortonien, puis isolé par la fermeture de ce dernier, est considéré par Feinberg (1978) comme un fond de golfe dépendant du domaine atlantique ; ce fond de golfe est soumis à des influences marines épisodiques au cours du Messinien. Près de Sidi Harazem (à l'est de Fès), affleure néanmoins une épaisse formation (au moins 200 mètres) de marnes gris-bleuté très homogènes, terminées au sommet par des bancs de sables rouille

Source : MNHN, Paris

(fig. 61). Ces sables ont révélé la constance d'un milieu marin caractérisé par une microfaune riche indiquant plutôt un milieu de plate-forme interne.

Sur le plan biostratigraphique, en l'absence de *Globorotalia mediterranea* dans cette dépendance atlantique, la limite Tortonien-Messinien a été placée à l'apparition de « *Turborotalita* » *multiloba* et de *G. humerosa* à 6 loges associées à *G. dalii* et *G. suterae*. Sur le plan de la nanoflore, le Messinien sûr est caractérisé dans le tiers supérieur de la coupe.

Il est intéressant de noter que la diminution de l'indice planctonique, de 80 % environ à la base à 50 % vers le sommet, coïncide avec la tendance régressive soulignée par l'individualisation des sables rouille.

En ce qui concerne la composition de la phase argileuse, les quelques échantillons étudiés ont montré, à l'exception d'un seul, la prédominance des smectites ; aucune différence ne semble apparaître avec le domaine méditerranéen.

IV. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'étude des bassins du Maroc, dépendants du domaine méditerranéen (Guercif, Melilla, Boudinar) et dépourvus d'évaporites bien développées, permet de définir une zonalité régionale liée à un isolement de plus en plus récent lorsque l'on se déplace à partir des zones périphériques éloignées jusqu'aux parties centrales du complexe ; ainsi, le bassin de Guercif évolue dès le début du Messinien vers des conditions endoréiques (sédiments lacustres ligniteux, épisodes très brefs de dépôts évaporitiques peut-être dus au recyclage de sels plus anciens) tandis que les conditions marines persistent pendant une grande partie du Messinien dans les bassins de Melilla et de Boudinar situés en position plus proximale par rapport au bassin algéro-provençal.

A. — Le dépôt d'une trilogie sédimentaire caractéristique de la phase préévaporitique des autres bassins méditerranéens

Elle se caractérise par :

— une élaboration récifale sur les marges (complexe récifal du Cap des Trois Fourches à Melilla, récifs frangeants de la bordure des Kebdana) ;

— une sédimentation biosiliceuse (diatomitique) dans certains secteurs marginaux très localisés tels que les régions de Sidi Hadj Youssef (Boudinar) ou celle de Izarorene à Melilla, liée au fonctionnement cyclique probable d'un système de résurgences côtières ;

— une sédimentation de laminites marno-diatomitiques dans certaines parties centrales des bassins (Melilla) qui pourraient être corrélées avec les laminites supérieures du Chélif ou celles de Lorca et qui marquent le confinement généralisé du bassin. Leur absence à Boudinar pourrait être due à un renouvellement des eaux de fond et à l'agitation du milieu liée à une circulation plus active, comme en témoignent les phénomènes d'*upwelling*.

B. — L'isolement des bassins

Un abaissement probable du niveau aquatique est attesté, à Melilla notamment, par la migration centrifuge descendante des colonies de Coralliaires à la périphérie de l'édifice récifal et des changements lithologiques dans la partie centrale : marnes bleutées et laminites, puis lentilles de calcaires récifaux à *Porites* et enfin calcaires lacustres couronnant le cycle messinien à Melilla mais absents à Boudinar où des conglomérats recouvrent directement les lentilles récifales isolées ou les diatomites.

Source : MNHN, Paris

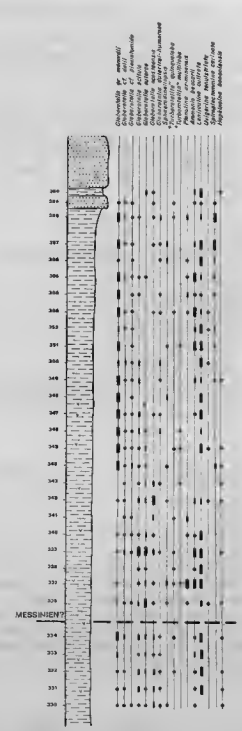


Fig. 61. — Coupe de Sidi Harazem (bassin du Saïs, Maroc). Les déterminations de microfaune ont été réalisées par J. Cravatte.

Source : MNHN, Paris

L'étude des relations géométriques entre le toit du récif et la base des lentilles progradantes à Melilla permet d'envisager un abaissement du niveau aquatique dont la valeur par excès pourrait être de l'ordre de 200 mètres.

C. — Une incursion très brève de la mer pliocène

Dans les deux bassins, l'extension du Pliocène demeure toujours très nettement en retrait par rapport aux limites d'extension maximum de la mer messinienne ; il n'ennoie vraisemblablement jamais la partie supérieure de l'édifice du Cap des Trois Fourches. A Boudinar, il ne réalise d'ailleurs qu'une incursion très fugitive matérialisée par des dépôts souvent conglomératiques et plus rarement marneux. Ce retrait du domaine marin qui débute dans les parties les plus distales (Guercif) à la fin du Tortonien et se poursuit jusqu'au Pliocène inférieur dans les bassins de Melilla et Boudinar, situés en position plus proximale, semble bien attester une tendance à la surrection de toute cette zone.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

DEUXIÈME PARTIE

SYNTHÈSE ET INTERPRÉTATION

La reconstitution complète de l'histoire de la « crise de salinité » messinienne exigera que soient connus les termes salifères et infrasalifères des parties profondes des bassins. Actuellement, des données précises, continues et replacées dans un cadre paléogéographique, ont été obtenues dans les bassins actuellement émergés dont l'un (Caltanissetta) possède une formation évaporitique comparable à celle des actuelles plaines abyssales. Ainsi l'étude stratigraphique et sédimentologique réalisée dans plusieurs de ces bassins, dont précisément celui de Caltanissetta, choisis en fonction de leur représentativité paléogéographique d'une part, et la comparaison avec les données réunies sur les zones actuellement profondes d'autre part, permettent de dégager les étapes du confinement fidèlement enregistrées dans la succession et l'agencement des corps sédimentaires, dans les caractères pétrographiques et dans l'évolution des peuplements organiques. Si certains de ces bassins, parmi les plus périphériques, ont évolué précocement vers des conditions endoréiques, la plupart des autres sont demeurés des composants du grand bassin méditerranéen ; certains peuvent donc être considérés comme des équivalents des parties les plus centrales que sont les actuelles plaines abyssales ; leur position marginale ne les prive donc pas de signification pour la connaissance de l'épisode principal, mais peut au contraire permettre de recueillir les éléments d'observation qui font encore défaut au niveau des parties profondes.

D'autre part, il apparaît nettement que cette « crise de salinité » qui correspond, de par l'importance volumétrique des dépôts et la brièveté possible des phases de précipitation évaporitique, à un événement exceptionnel, ne dérive pas d'un phénomène brutal et instantané mais s'inscrit dans la *logique sédimentaire d'un confinement progressif* matérialisé par une séquence caractéristique.

Cette partie est scindée en deux chapitres : le premier offre une synthèse des milieux de dépôt ; le deuxième, après une brève analyse des modèles déjà publiés, propose un essai de reconstitution dynamique de l'événement et de hiérarchisation des facteurs généraux du confinement.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Chapitre VI

LES ENVIRONNEMENTS MESSINIENS

Trois types principaux de sédiments ont enregistré précisément les modifications successives des paramètres physico-chimiques du milieu et peuvent servir de support à une reconstitution paléogéographique : les laminites organogènes biosiliceuses ou biocalcaires et les sédiments associés, les calcaires construits à Mélobésiées et à Madréporaires et les évaporites. A ceci s'ajoute la signification du cortège argileux.

I. — LA FORMATION A LAMINITES

A. — Aspects généraux

Connus par les termes ou les expressions de « tripolis » ou de « bituminous shales », ces sédiments dans lesquels dominent les diatomites plus ou moins laminées et qui alternent de manière cyclique avec des sédiments divers (laminites calcaires, argiles, marnes, sables, calcaires coquilliers, etc..., fig. 23, 29, 43, 49), sont constamment associés aux évaporites messiniennes ; cette association acquiert une valeur plus générale si l'on considère qu'elle se manifeste également au Badenien en Paratétbys et dans le Miocène moyen évaporitique du Golfe de Suez (Rouchy, rapport inédit C.F.P.).

D'une manière générale, ces formations se distinguent par leur composition principalement diatomitique et plus accessoirement calcaire, le caractère finement laminé de nombreuses intercalations diatomitiques ou calcaires et la richesse en matière organique qui peut en faire une roche-mère d'hydrocarbures ; ce sont là des caractères spécifiques de milieux confinés à tranche de fond stagnante dont les relations avec la sédimentation évaporitique sont fréquentes (Brongersma-Sanders, 1971, 1972 ; Busson et Noël, 1972 ; Davies et Ludlam, 1973). Dans la nature actuelle, de telles conditions se développent dans des milieux restreints, qu'ils soient : marins tels que le Golfe de Californie (Hulsemann et Emery, 1960 ; Emery et Hulsemann, 1962 ; etc...), le Golfe de Cariaco (Ricchards et Vaccaro, 1956), le Saanich inlet, fjord de l'île de Vancouver (Gucluer et Grant, 1964) ; saumâtres tels que les fjords norvégiens (Strøm, 1936) ou la Mer Noire (Caspers, 1957 ; Degens et Ross, 1974) ou franchement lacustres (Ludlam, 1969 ; Busson *et al.*, 1972) ou à l'opposé hypersalins (Neev et Emery, 1967). Ils peuvent même affecter le domaine océanique sous forme d'une tranche intermédiaire à minimum d'oxygène. Le confinement du corps d'eau inférieur à des degrés variés, allant d'un simple appauvrissement en oxygène jusqu'aux conditions réductrices avec libération d'H_2S, peut résulter de processus divers tels que le développement d'une tranche superficielle plus diluée (Mer Noire, Méditerranée orientale pléistocène), le stockage en profondeur d'un corps d'eau hypersalin (Mer Morte), la simple absence de renouvellement des eaux de fond à l'arrière d'une barrière topographique (Golfe de Cariaco). L'hydrologie du domaine (fig. 62) est caractérisée par une remarquable stabilité des corps d'eau confinés en dessous de la pycnocline tandis que la partie superficielle enregistre de notables variations.

Malgré cette variété importante des mécanismes de stratification des corps d'eau, il apparaît

Source : MNHN, Paris

que l'association quasi constante des laminites préévaporitiques et des évaporites dans les séries anciennes notamment, peut s'expliquer par un mécanisme de filiation génétique décrit par Busson (1978) ; dans de nombreux cas, cette stratification résulterait de la superposition d'un corps d'eau normal à un corps d'eau sursalé, le passage des couches laminées aux couches évaporitiques découlant alors logiquement de la généralisation de la sursalure à l'ensemble de la tranche d'eau comme cela semble se produire actuellement dans la Mer Morte (Gat et Stiller, 1981).

Dans le cas du Messinien méditerranéen, deux types de formations à diatomites caractérisés par une localisation paléogéographique et des caractères sédimentologiques et paléoécologiques différents peuvent être individualisés.

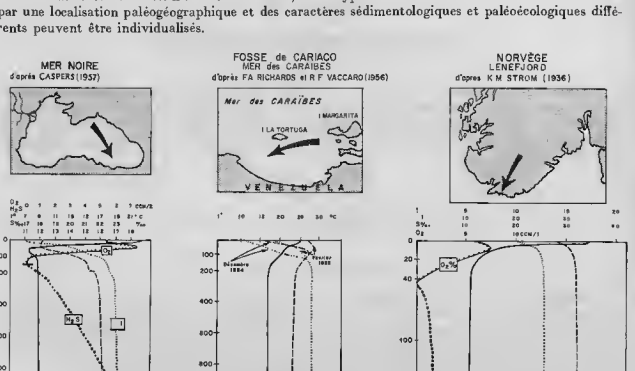


Fig. 62. — Caractères hydrologiques de quelques milieux confinés actuels.

B. — Répartition stratigraphique et géographique

Omni-présents dans de nombreux bassins périphériques du Maroc jusqu'à Chypre, ces sédiments ont été décrits au niveau des parties actuellement profondes du bassin, dans le seul carottage qui a atteint le Messinien préévaporitique (site 372, Leg 42 A, Hsü, Montadert *et al.*, 1978 ; Cita *et al.*, 1978). *Ils pourraient constituer en partie les réflecteurs N préévaporitiques des plaines abyssales* (cb. III). De leur répartition, extrêmement variable et résumée dans la fig. 63 (probablement encore incomplète), nous retiendrons : *a*) la localisation des fortes épaisseurs à l'extrémité occidentale du domaine de part et d'autre des zones supposées de communication avec le domaine océanique, *b*) le développement en Méditerranée orientale d'une sédimentation biocalcaire à nanoplancton (faciès calcaire à Discospirines), *c*) l'irrégularité de la répartition : certains bassins en sont dépourvus (Zakynthos) ou

Source : MNHN, Paris

presque dépourvus (Vera, etc...). Les formations les plus épaisses caractérisent la phase préévaporitique (fig. 64), qu'elles soient situées à la base des évaporites (type II), en marge des bassins évaporitiques ou dans des bassins dépourvus d'évaporites (type I) ; leur âge est habituellement messinien (zone à *G. conomiozea-mediterranea*) bien qu'elles puissent apparaître localement dès le sommet du Tortonien en Sicile ou à Chypre (coupe de Psematismenos, fig. 49).

Notons enfin que le dépôt s'est poursuivi localement pendant l'épisode évaporitique (Chypre, Sicile) et peut-être après en Crète (Aghia Varvara, Gersonde, 1980 ; observations personnelles). Des diatomites d'un type particulier (à flore saumâtre à lacustre) sont également présentes au toit des évaporites ou entre les derniers bancs évaporitiques dans les forages D.S.D.P. 124 et 134 (Schrader et Gersonde, 1978).

I) *Type I : Les formations à diatomites marginales liées à des phénomènes de remontées d'eaux profondes.*

a) Distribution géographique et paléogéographique.

Elles sont caractérisées par une triple particularité : 1) une situation en marge des bassins messiniens, 2) une extension latérale limitée (quelques kilomètres) à l'exception du Chélif et de la Sicile, 3) une homogénéité relative des bancs diatomitiques généralement épais, qu'ils soient massifs (10-15 mètres à Oued Tlelat, Chélif) ou en intercalation (3-5 mètres en moyenne) dans des marnes. Différentes situations paléogéographiques sont observées (fig. 64) :

— des formations diatomitiques situées en marge des bassins évaporitiques : Col de los Ginovinos (bassin de Murcie, ch. III) à 15 km au sud de la limite d'extension des évaporites, Arbal et Oued Tlelat (bassin du Chélif, ch. III, fig. 29) ; elles sont recouvertes directement par des calcaires littoraux (calcaires de la Virgen en Espagne, calcaires à Litbothamniées dans le Chélif) ;

— des formations diatomitiques situées à la périphérie de bassins dépourvus d'évaporites : Sidi Hadj Youssef (Boudinar, Maroc septentrional) auxquelles j'ajouterai, en raison de sa position, la formation de Izarorene dans le bassin de Melilla signalée par Arias *et al.* (1976) ;

— des diatomites situées à la base des évaporites, mais localisées néanmoins en position marginale (base de la coupe de Sig, Chélif, ch. III, fig. 29) ou à proximité de hauts-fonds (partie inférieure des diatomites de la périphérie du Dahra, Chélif, ch. III). Les diatomites de Sicile (Caltanissetta), plus difficiles à caractériser, pourraient appartenir à ce type pour la plus grande partie qui est localisée sur toute la plate-forme marginale (à l'exception de la partie supérieure, ch. III). En règle générale, elles sont absentes des parties centrales des bassins dans lesquelles apparaissent des laminites diatomitiques (ou autres) d'un type différent examiné ci-dessous ou bien des dépôts marneux sans aucune indication de sédiments laminés (Murcie, Boudinar).

b) Caractères sédimentologiques.

Il s'agit d'une alternance de marnes et de diatomites ou de marnes diatomitiques caractérisée, à l'exception de certains dépôts diatomitiques massifs (Oued Tletat, Algérie), par une double cyclicité : d'ordre plurimétrique d'une part (6g. 60) et d'ordre millimétrique ou inframillimétrique matérialisée par une *tendance à la lamination* ou même parfois une lamination relativement marquée d'autre part. La composition varie de celle de marnes diatomitiques (< 50 % de silice amorphe) à des diatomites pures (jusqu'à 98 % de silice amorphe). Dans les bassins du Chélif et de Caltanissetta, s'observent une lamination plus affirmée du sédiment, une richesse plus grande en matière organique (teinte sombre) et une extension supérieure dans le bassin.

c) Données paléoécologiques.

La coupe de Sidi Hadj Youssef (Boudinar) a été étudiée de manière plus détaillée. Tous les organismes présents indiquent un milieu marin soumis à des variations cycliques de la température

Source : MNHN, Paris

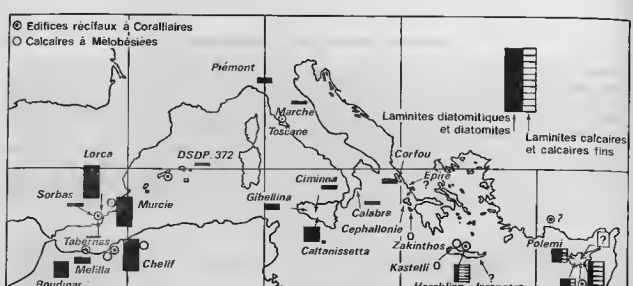


Fig. 63. — Carte de répartition schématique des principales formations à diatomites et à laminites diatomitiques (la hauteur de la colonne est proportionnelle à l'épaisseur de la formation) ; sont également reportés sur cette carte les principaux édifices récifaux d'âge messinien.

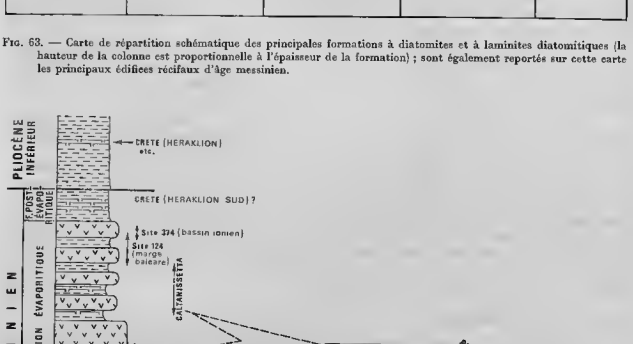


Fig. 64. — Position schématique des épisodes diatomitiques dans la séquence évaporitique messinienne.

Source : MNHN, Paris

des eaux superficielles : 1) développement des Globigérinidés et de quelques *Globorotalia* et disparition simultanée du nanoplancton calcaire dans les bancs diatomitiques, 2) abondance des *Globigerinoïdes* et diversification du nanoplancton calcaire dans les intervalles marneux. A ces variations superficielles attribuées à des remontées d'eaux plus profondes et confirmées par l'étude des rapports isotopiques ^{18}O et ^{13}C des carbonates des tests de foraminifères (Bizon *et al.*, 1979 ; Vergnaud-Grazzini, communication orale) s'ajoutent une forte proportion de diatomées d'affinités atlantiques, un mélange de Radiolaires de provenance bathymétrique variée (Caulet, communication orale) et l'abondance des *Myctophidae*, poissons d'affinités bathypélagiques.

Les conditions de la tranche de fond présentent des variations aussi nettes : 1) disparition de la faune benthique et prolifération des Bolivinidés adaptés aux milieux faiblement oxygénés dans les diatomites, 2) réinstallation puis diversification de la microfaune benthique (Pycnodontes, Gastéropodes, Échinodermes, etc..., Rouchy et Freneix, 1979) dans les bancs marneux épais.

d) Environnement de dépôt : les phénomènes de remontées d'eaux profondes.

Sans exclure d'autres possibilités, il semble que les mécanismes de résurgences côtières d'eaux plus profondes, plus froides et riches en éléments nutritifs, associés au développement local d'une tranche de fond appauvrie en oxygène, permettent d'expliquer le plus aisément l'ensemble des phénomènes observés. Parmi ceux-ci, notons : la localisation paléogéographique de ce type de diatomites dans des aires localisées en marge des bassins, la signification du contenu organique (forte productivité biosiliceuse, fluctuations de la température des eaux superficielles, variations de la composition de la faune et de la microfaune benthiques) et les caractères sédimentologiques (tendance à la lamination).

1. — Le fonctionnement des « upwellings ».

Ces phénomènes, spécifiques du domaine occidental, s'observent à proximité des débouchés des couloirs supposés d'alimentation en eaux océaniques (voir ch. VII) du bassin méditerranéen (Espagne, Maroc, Algérie) et dans la partie opposée du bassin (Caltanissetta). Il convient en outre de signaler d'une part, que la liste des bassins concernés n'est pas exhaustive et d'autre part, qu'aucune information n'existe concernant les parties centrales.

Si l'on prend l'exemple de la Méditerranée actuelle, le système de circulation des eaux (régime antiestuarien) n'est pas favorable au développement d'*upwellings* puissants et permanents et la productivité y est relativement réduite. Notons cependant que de tels processus sont connus en certains points du bassin et que des travaux récents font allusion à des productivités élevées qui leur sont liées (Monty et Maurin, communication orale). Deux cas théoriques peuvent amener une augmentation de cette fertilité : *a*) des seuils relativement bas permettant une plus grande pénétration d'eaux océaniques profondes, *b*) une inversion du sens des échanges (circulation quasiestuarine, Brongersma-Sanders, 1972) sous l'effet de courants ou d'un régime de vents dominants favorables poussant vers l'océan des eaux superficielles et permettant l'entrée d'eaux océaniques profondes, comme c'est partiellement le cas en Californie ou dans le Golfe de Cariaco. En outre, il convient de constater que la morphologie du domaine marin à la fin du Miocène diffère de l'actuelle par l'existence de dépendances périphériques (golfes) séparées du domaine central par des barrières, hauts-fonds ou seuils, plus ou moins développés (Chélif, Melilla, Boudinar, Murcie, Caltanissetta). La conjonction de l'effet du dispositif morphologique d'une part et d'un régime particulier des vents d'autre part, peut rendre compte de remontées localisées d'eaux profondes issues du domaine central algéro-baléare en communication aisée avec le domaine océanique. Les teneurs en ^{18}O et ^{13}C des tests de foraminifères benthiques (coupe de Sidi Hadj Youssef au Maroc, Bizon *et al.*, 1979 ; Vergnaud-Grazzini, communication personnelle) suggèrent une température des eaux de fond plus élevée que celle observée en Atlantique à la même période, sauf au site 398 ; cette observation peut indiquer que les phénomènes d'*upwelling* sont assurés par des eaux plus typiquement méditerranéennes et qu'un système d'échanges à double sens (avec reflux d'eaux profondes méditerranéennes) fonctionne avec le domaine océanique.

Source : MNHN, Paris

2. — La durée de fonctionnement.

En l'absence de zonation biostratigraphique précise, l'évaluation de la durée de fonctionnement du système impose d'émettre une hypothèse concernant la rythmicité de la lamination qui, dans certains cas de diatomites massives, apparaît frustre ou mal préservée. L'interprétation annuelle (couplet clair-sombre), basée sur le caractère saisonnier des floraisons algaires planctoniques (*blooms*), est généralement retenue par la plupart des auteurs, qu'il s'agisse de sédiments anciens ou actuels. Calvert (1966a) arrive néanmoins à la conclusion, concernant le Golfe de Californie, qu'à une production phytoplanctonique quasiment continue au cours de l'année, se superpose une décharge saisonnière de matériaux terrigènes. Si l'on admet à titre d'hypothèse de travail, un caractère annuel (2 doublets/mm en moyenne ; 3 à 6 mètres d'épaisseur), la durée de fonctionnement du système d'*upwelling* de Murcie ou de Boudinar pendant chacune des 6 phases d'activation pourrait être comprise entre 6 000 et 12 000 ans, tandis qu'un fonctionnement quasi permanent (environ 30 000 ans) pourrait caractériser certaines zones particulières du Chélif (Oued Tlelat par exemple). Ces valeurs ne sont qu'indicatives et n'ont aucune prétention à la rigueur. L'irrégularité de la cyclicité selon les bassins plaide en faveur d'un contrôle local.

3. — Les conditions de la tranche de fond.

La très forte immobilisation d'oxygène réalisée dans les processus de décomposition des masses importantes de matière organique accumulées dans ces zones à productivité élevée (principalement algues, accessoirement Foraminifères et Poissons) provoque le développement localisé d'une tranche de fond appauvrie en oxygène ; ce phénomène entraîne la disparition partielle ou totale du peuplement benthique, à l'exception des formes adaptées (Bolivinidés par exemple). La sédimentation laminée et sa préservation ne peuvent évidemment se produire que dans des parties en marge des zones de circulations ascendantes qui entraînent inévitablement une redistribution du matériel organique et un brassage localisé des eaux de fond.

Des conditions différentes vont caractériser les parties centrales des bassins en fonction même de leur position par rapport aux zones de communication avec le reste du domaine : certaines d'entre elles, directement affectées par les circulations, seront dépourvues d'indices de confinement très net (Boudinar, Murcie), d'autres, qui connaissent déjà des conditions stagnantes (c'est probablement le cas en Sicile), pourraient être situées en position excentrée par rapport aux zones de communication.

4. — La question des relations avec le volcanisme.

Suggérée très localement par le voisinage des diatomites et des édifices volcaniques (Boudinar, volcan de Ras Tarf, ch. V) ou par l'interstratification de cinérites (carrière des Ouillis, bassin du Chélif, ch. III), l'existence d'une relation de cause à effet ne semble pas devoir être envisagée si l'on considère la fréquence du « phénomène » diatomitique au Messinien et l'absence plus générale d'intercalations volcaniques. Si la silice d'origine volcanique a pu très localement être utilisée, on sait que les diatomées sont capables de l'extraire aux très faibles teneurs (jusqu'à 1 ppm) de l'eau de mer (Calvert, 1966b).

11) *Type II : Les laminites terminales, témoins de l'isolement du bassin et de l'évolution vers les conditions évaporitiques.*

a) Répartition paléogéographique (fig. 63 et 64).

Elles se distinguent des précédentes par une aire d'extension beaucoup plus homogène localisée dans la partie centrale des bassins et ne dépassant que faiblement celle des évaporites sus-jacentes. Un contrôle très net des fortes épaisseurs au niveau des parties les plus subsidentes s'opère par épaississement des intercalations marneuses qui, à l'inverse, en se biseautant vers les marges, provoquent simultanément une condensation de la formation et un enrichissement relatif en diatomites (bassin

Source : MNHN, Paris

de Lorca, fig. 24). Elles se rencontrent avec des épaisseurs très variables dans les bassins de Lorca (environ 100 m, fig. 23,) de Sorbas-Tabernas-Carboneras (fig. 22 A, quelques mètres), de Melilla (fig. 55, quelques mètres), du Chélif (fig. 29, supérieur à 100 mètres et exceptionnellement 300 mètres), probablement de Sicile (Caltanissetta) où la distinction des deux types superposés est difficile, au site 372, etc... Dans les bassins où coexistent les deux types, elles peuvent apparaître disjointes géographiquement (Melilla, marge méridionale du bassin du Chélif) ou superposées (Chélif, fig. 29 ; coupes de Sig, Aïn Merane, etc...). C'est à ce type que l'on peut associer les formations à laminites plus ou moins riches en diatomites des bassins de Méditerranée orientale : Héraklion (40-50 m, fig. 38), Polemi et Pissouri (40 m), Psematismenos (80 m, coupe de Kalavasos, fig. 49).

b) Caractéristiques sédimentologiques.

Ces formations se singularisent par une plus grande diversité lithologique : les bancs de diatomites sont plus fins (quelques millimètres à 1 m environ) et alternent avec des sédiments variés (fig. 29, 43 et 49) : marnes laminées ou non, argiles, sables, calcaires divers (lumachelliques, stromatolithiques, oolithiques, etc...). Les alternances peuvent être cycliques (Chélif, coupe de Sig, séquences comprenant : calcaires, argiles, diatomites, argiles, calcaires) et même admettre, dans la partie sommitale, des bancs de gypse (Lorca, fig. 25) ou bien de calcaire résultant de la réduction de sulfates (Sicile). A Polemi et Psematismenos, la sédimentation des laminites se poursuit par des intercalations semimétriques à métriques au sein du gypse massif (fig. 45).

Une différenciation assez nette se marque en Méditerranée orientale par : 1) l'intercalation de passées de calcaires porcelanés ou de calcaires marneux laminés qui peuvent être très abondants (fig. 43 et 49), 2) la réduction d'importance des diatomites pures et massives qui sont fréquentes à Polemi, Pissouri et dans le Nord-Troodos, et réduites à Psematismenos (fig. 49) où il s'agit de laminites marneuses à marno-diatomitiques et à Héraklion (fig. 38) ou même absentes à Zakyntbos (fig. 34).

En outre, ces laminites et même les diatomites tendent à disparaître partiellement ou totalement dans les zones d'apports terrigènes importants (partie orientale du Chélif, Djebel Tadjahmoumat, fig. 29), Zakynthos, Psematismenos (fig. 34 et 51), phénomène qui paraît également se dégager des descriptions du Messinien de Toscane données par Ganbin et Ciarapica (1981) ; en régime d'apports terrigènes importants, les diatomites y sont également absentes.

D'une manière générale, dans les diatomites et les marnes diatomitiques et parfois dans les sédiments intercalaires, la lamination du sédiment est bien marquée par la répétition d'un doublet (200 µm-1 mm) : lamine claire de nature principalement organogène (siliceuse ou plus rarement calcaire) et lamine sombre plus argileuse. De multiples modifications du schéma initial conduisent à la superposition de lamines de même nature (laminites diatomitiques, calcaires, marneuses) ou à la définition d'une rytbmicité d'ordre supérieur, etc... (voir pl. 6, B à I). Bien qu'exceptionnels, les phénomènes de bioturbation peuvent être localement développés (Chélif : coupe de Sig, pl. 6, D ; Melilla : coupe de Messadit) et peuvent localement conduire à la destruction complète de la lamination en ménageant toutes les étapes intermédiaires. Ils apparaissent fréquemment dans les laminites calcaires de Méditerranée orientale.

La richesse en matière organique (pl. 6, B) se traduit par la teinte noire des sédiments et la fréquence des suintements d'hydrocarbures (Chélif notamment, fig. 29).

La répartition de la dolomite dans cette formation présente d'intéressantes variations. En Méditerranée occidentale, en particulier, elle semble être assez schématiquement plus abondante au niveau des horizons de laminites (Espagne, Algérie) ; c'est même le cas dans certains échantillons de la coupe des diatomites de type 1 de Sidi Hadj Youssef. Bien que n'étant pas systématique dans les séries observées, cette relation est fréquente. Dans des sédiments laminés récents déposés dans des conditions comparables, des niveaux dolomitiques ont été rencontrés dans la fosse de Cariaco (Engar *et al.*, 1973) et dans le Golfe de Californie (Kelts et Mac Kenzie, 1980). Dans le premier exemple, les niveaux dolomitiques sont localisés au passage entre les sédiments caractéristiques de milieux euxiniques d'une part et oxygénés d'autre part, et apparaissent à partir d'une profondeur de 100 mètres sous le plancher sédimentaire. Au Messinien, en Sicile, les phénomènes de dolomitisation dans les car-

Source : MNHN, Paris

bonates de la formation préévaporitique ont été interprétés comme résultant d'une migration de saumures concentrées vers les parties plus centrales du bassin ; une augmentation de la concentration du milieu est très probablement à l'origine de l'accroissement brutal de la proportion de dolomite constaté à la base même des évaporites dans la plupart des coupes de Méditerranée occidentale (fig. 23, 29 B). Pour ce qui est de la relation avec les laminites, des études complémentaires seraient nécessaires pour permettre de proposer une interprétation ; on peut toutefois souligner un rapport possible avec la matière organique.

A l'opposé, dans certaines coupes de Méditerranée orientale, à Chypre notamment, la dolomite disparaît totalement dans la partie supérieure de la formation préévaporitique (coupes de Kallepia, Psematismenos, etc.) ; elle est en particulier absente dans les niveaux stromatolithiques situés directement sous les évaporites. Cette disposition particulière pourrait être due à une migration des saumures vers les parties plus profondes du domaine ; bien qu'il s'agisse d'un niveau stratigraphique différent, on note par exemple que la dolomite qui est peu représentée dans la formation évaporitique et postévaporitique des bassins étudiés, devient un composant principal dans les niveaux équivalents traversés dans les sondages D.S.P.D. qui sont situés en position plus centrale.

c) Contenu organique.

Outre les phénomènes déjà observés dans le premier type et qui s'amplifient dans celui-ci (prolifération des Bolivinidés, disparition de la faune benthique à l'exception des formes adaptées aux milieux défavorables (*Abra alba*, *Thracia* ; cb. III et IV), on observe :

— la raréfaction, puis la disparition verticale progressive des foraminifères planctoniques qui s'observent à de rares niveaux sous forme de prolifération oligo- à monospécifique (il s'agit fréquemment de *T. quinqueloba*) ;

— la prédominance dans les intercalations non laminées de foraminifères benthiques et la fréquence de *Ammonia beccarii* ;

— la modification du contenu floristique des diatomites vers le sommet de la formation avec l'apparition de formes épiphytes, tychoplanctoniques, puis des formes saumâtres et d'eau douce dans un assemblage qui conserve encore une majorité de formes marines et cela, jusque dans les diatomites intragypseuses (ch. IV, coupes de Kallepia, Letymbou, etc..., Theletra dans le bassin de Polemi et Kalavasos à Psematismenos) ;

— les Radiolaires de la coupe de Lorca (Caulet, communication écrite) sont différents de ceux rencontrés dans le type 1 et n'indiquent plus de phénomènes d'*upwelling*.

En Méditerranée orientale, les calcaires ou les calcaires marneux à nanoplancton prennent un assez grand développement (faciès à Discospirines), régulièrement intercalés en bancs de quelques centimètres à plusieurs décimètres. L'enrichissement en lamines aragonitiques, observé également en Sicile (Mac Kenzie *et al.*, 1979), est aussi un fait spécifique de ce domaine.

d) Environnement de dépôt.

1. — Évolution des conditions du milieu.

La sédimentation de ces laminites inaugure une nouvelle phase caractérisée par la rupture de la stabilité du milieu marin franc et l'évolution progressive vers les conditions évaporitiques. Elle se traduit par une réduction bathymétrique (de quelques centaines de mètres à des valeurs faibles) et *les indices d'un isolement croissant* ; celui-ci se marque par la détérioration des conditions superficielles dues à des fluctuations de salinité de forte amplitude *et une stagnation plus sévère de la tranche de fond* avec développement d'un corps euxinique dans lequel sont piégées des masses importantes de matière organique. Les influences marines qui demeurent néanmoins prédominantes jusqu'à la base des évaporites ne suffisent plus à maintenir l'équilibre hydrologique. *Les conditions superficielles sont alors réglées par les trois facteurs principaux : alimentation en eaux marines, apports continentaux*

Source : MNHN, Paris

(dilution) et évaporation (conditions de sursalure) ; l'influence des deux derniers s'intensifie vers le sommet.

La productivité biosiliceuse n'est plus contrôlée par des phénomènes localisés « d'upwelling », sauf peut-être dans des conditions très particulières (régime des vents) et sans rapport avec une circulation marine très active ; d'autre part, l'absence des diatomites (et leur disparition) dans une frange d'influence des eaux douces, dans les bassins soumis à des apports terrigènes importants, montre que les apports continentaux ne sont pas la cause unique de cette production (sauf à considérer que la dissolution y est un phénomène prédominant). Le fait que tous ces bassins confinés soient généralement le siège d'une production élevée de diatomées, constatée également dans les marais salants actuels, ne semble pas être seulement une coïncidence.

Différents facteurs peuvent intervenir : *a*) la limitation de la concurrence écologique dans des milieux confinés soumis à des variations importantes des conditions du milieu (oligospécificité de la microfaune et de la nanoflore) ; *b*) concentration des éléments minéraux et organiques en relation avec le confinement ; *c*) addition d'une masse notable d'éléments nutritifs (phosphates, nitrates) par recyclage de la matière organique stockée dans la tranche de fond et dont l'influence devient d'autant plus sensible que l'épaisseur de la tranche d'eau se réduit.

Ainsi, les composés azotés peuvent être partiellement décomposés dans les conditions réductrices de la tranche de fond, libérant de l'ammoniaque qui pourra contribuer à produire des nitrates dans les eaux superficielles oxygénées ou dans le corps inférieur lors des phases épisodiques de destruction de la stratification. Par exemple, dans les bassins californiens, Emery et Hulsemann (1962) notent que le recyclage d'éléments nutritifs fournit 1/100 seulement de la consommation annuelle par le phytoplancton. Cette concentration faible peut néanmoins devenir importante dans une tranche d'eau qui se réduit en profondeur et en extension. On notera simplement qu'en absence de données définitives, il apparaît que la fertilité de la nappe d'eau superficielle passe sous la dépendance progressive de facteurs locaux (confinement, influence climatique, apports d'eaux continentales, régime des vents, etc...) bien que les apports d'eau marine soient permanents jusqu'à la base des évaporites. L'évolution progressive vers les conditions évaporitiques généralisées conduit à admettre que la stratification résulte du stockage en profondeur d'un corps d'eau hypersalin, comme l'ont également envisagé plus localement Cita *et al.* (1978) pour le site 372 et Van der Zwann (1979) pour la Crète et la Sicile.

2. — Le cas particulier de la Méditerranée orientale.

L'augmentation de la production calcaire d'origine biologique (nanoplancton) ou chimique (lamines aragonitiques), déjà constatée en Sicile, traduit une variation des conditions superficielles. L'augmentation de la proportion des *Discoaster* et la présence des Discospirines pourraient indiquer des températures superficielles plus élevées. Les populations de diatomées, pour Gardette (1979), y indiquent des températures plus fortes qu'à Sidi Hadj Youssef (Maroc). Bizon *et al.* (1979) arrivent à une conclusion identique sur la base de l'étude isotopique (isotopes des carbonates des tests de foraminifères) et paléoécologique (foraminifères, nanoplancton calcaire). L'abondance de l'aragonite, déjà fréquemment observée en Sicile (Mac Kenzie *et al.*, 1979), pourrait être également en relation avec des températures ou bien des concentrations épisodiquement plus élevées de la tranche superficielle comme cela a été envisagé pour la Mer Morte (Neev et Emery, 1967). Des précipitations simplement favorisées par une forte extraction de CO_2 lors de « blooms » algaires, devraient en effet s'être produites de la même manière en Méditerranée occidentale.

3. Le problème de la profondeur de dépôt des laminites.

L'indication d'une réduction de la bathymétrie (microfaune, sédiments de faible profondeur, etc...) au cours du dépôt de ces laminites conduit à admettre que les mécanismes de stratification du corps d'eau ont fonctionné dans des conditions de profondeur décroissante, devenant faible vers le sommet. Il convient de noter que de tels phénomènes sont peu fréquents dans la nature actuelle où les processus de stratification durable caractérisent généralement des milieux assez profonds (voir sites précédemment nommés). Ils sont décrits néanmoins dans la lagune d'Abidjan par une profon-

Source : MNHN, Paris

deur de 4 à 20 mètres et dans certaines parties de la Baltique (Debyser, 1961) mais l'auteur note toutefois que, dans ce cas, les chances de pérennité du système sont faibles. A Green Lake (New York), dans un lac confiné dont la profondeur maximum est de 50 mètres, les premiers sédiments bien laminés sont rencontrés à partir de 23 mètres de profondeur (Ludlam, 1969). Rien ne semble s'opposer, dans le cas d'un régime climatique et de conditions de drainage favorables, au développement d'un tel dispositif hydrologique dans des conditions de profondeur faible et avec une pérennité suffisante pour permettre le dépôt de laminites en bancs de quelques décimètres d'épaisseur. Il est certain qu'à ce stade préévaporitique, l'intervention de fluctuations du niveau du plan d'eau est inévitable et peut rendre compte également de l'alternance de laminites diatomitiques et de niveaux stromatolithiques formés près de la cote d'émersion, voire même de bancs évaporitiques (voir ci-dessous).

4. — Les modalités de transition avec les évaporites.

A la base des évaporites, la diversité des sédiments observés traduit une assez grande variabilité des milieux de dépôt qui présentent en commun une profondeur faible et la persistance dans de nombreux bassins de conditions euxiniques ou bien simplement de conditions réductrices au niveau de l'interface sédimentaire ; la sédimentation des laminites diatomitiques riches en matière organique alterne encore avec le dépôt d'évaporites (gypse à Lorca, calcaires provenant d'une réduction de sulfates à Caltanissetta) et se poursuit même au sein de la formation gypseuse massive à Chypre (Polemi et Psematismenos). La sédimentation est alors réglée par le jeu de trois paramètres : la dilution superficielle qui entraîne une reprise de la production phytoplanctonique et l'évaporation qui conduit à la précipitation de sulfates ; l'importance et la continuité (supérieures aux capacités réductrices du milieu ou non) de cette dernière, conditionneront la nature du sédiment (gypse ou calcite). *L'extrême sensibilité de ces milieux résiduels aux variations, même faibles, de l'environnement climatique et leur instabilité se traduisent* par des variations de salinité inacceptables par de nombreux organismes ; la tendance à l'oligospécificité et la prolifération des quelques organismes adaptés (*Ammonia beccarii*, *Cardiaceae* en Espagne, etc...) s'intensifient. Les tapis algaires colonisent alors des milieux libres de concurrence écologique (Chypre, Crète, Espagne) au point de constituer le peuplement exclusif (stromatolithes inclus dans le gypse cristallin) dès que la concentration devient élevée et même suffisante pour provoquer la précipitation massive de sulfates (Algérie, Sicile, Crète, Zakynthos, Chypre, etc...). L'augmentation brutale de la proportion de dolomite constatée à ce niveau dans certaines coupes de Méditerranée occidentale est vraisemblablement à mettre en relation avec un accroissement de la concentration du milieu.

Parallèlement, une reprise de l'érosion se marque dans plusieurs bassins (Lorca, Chélif) et les phénomènes de glissements sédimentaires s'accompagnent de la mise en place de structures chaotiques ou d'olistolithes (barre jaune de Chypre, calcaires de Crète), probablement liée au glissement par gravité vers l'intérieur du bassin — ou favorisée par une instabilité tectonique — des masses de sédiments meubles en cours d'émersion.

Le diachronisme de la sédimentation messinienne apparaît donc nettement au niveau de ces termes de transition caractérisés par l'interférence de divers types de processus sédimentaires : dépôt de laminites diatomitiques, précipitation des sulfates, réduction des sulfates, remaniements synsédimentaires qui entraînent une destruction du dispositif de stratification du corps d'eau, etc... Le passage des conditions de sédimentation des diatomites à celles de la précipitation des évaporites n'implique d'ailleurs qu'une augmentation massive de la salure des eaux superficielles qui provoque l'arrêt de la production phytoplanctonique et une précipitation massive de sulfates en quantités suffisamment importantes pour excéder les capacités réductrices du milieu. Dans ces milieux très instables, les caractères physiographiques locaux vont dès lors jouer un rôle prédominant.

Il convient également de noter le risque d'une corrélation trop hâtive en raison de leur apparente continuité, des horizons de calcaires « infragypse » massifs de Méditerranée orientale à un épisode préévaporitique et synchrone, ce que démentent les faits d'observation.

Source : MNHN, Paris

II. — L'ÉDIFICATION RÉCIFALE À MADRÉPORAIRES ET À MÉLOBÉSIÉES

Les édifices calcaires à Madréporaires, fréquents depuis le Miocène inférieur jusqu'au Messinien basal, disparaissent définitivement du domaine à la fin du Miocène, plus précisément avant le début de la phase évaporitique généralisée. Des édifices de grande taille sont connus au Miocène inférieur tels que l'actuel Cap Greco à Chypre, au Tortonien en Espagne méridionale notamment et enfin au Messinien où ils connaissent un important développement au cours de la phase préévaporitique (fig. 63). Durant cette période, Chevallier (1961) note, en Méditerranée, un appauvrissement des communautés de Madréporaires constructeurs aboutissant à la monospécificité des récifs messiniens construits principalement par *Porites*, monospécificité qui a été rapportée à l'isolement du domaine méditerranéen et/ou aux conditions climatiques défavorables qui ont suivi. Il est hors de mon propos de dresser ici un bilan complet des multiples aspects de la sédimentation récifale messinienne, mais je tenterai de dégager les faits les plus significatifs pour retracer l'histoire de l'évolution des conditions évaporitiques. Plusieurs édifices présentent la superposition de deux masses « récifales », l'une à Madréporaires, l'autre à stromatolithes.

A. — Répartition géographique, dimensions et types morphologiques

Comme l'indique la fig. 63, les édifices de grande taille sont localisés en Méditerranée occidentale et notamment vers l'extrémité occidentale du bassin d'une part (Espagne, Maroc, Algérie) et d'autre part à l'opposé du domaine en Toscane (Esteban, *in* Bossio *et al.*, 1978), en Sicile (Catalano et Esteban, 1978). En Méditerranée orientale, peuvent s'observer des plateformes carbonatées très étendues (notamment en Turquie), mais les véritables édifices construits y apparaissent relativement limités et souvent de petite taille (voir ci-dessous).

I) *Les types morphologiques.*

Plusieurs types morphologiques de grande taille peuvent être individualisés :

a) Les édifices de type atoll : Santa Pola (bassin de Murcie, ch. III, pl. 3 ; 5 kilomètres de diamètre, 100 mètres d'épaisseur) ; Cap des Trois Fourches (bassin de Melilla, ch. V, pl. 15 ; 8 kilomètres environ de plus grande dimension, 100 mètres d'épaisseur). L'organisation des édifices ainsi que les principaux traits morphologiques apparaissent bien préservés : tombant récifal avec passes récifales, grottes sous-marines, figures de « spurs and groves » (Santa Pola) ; lagon avec pinacles isolés, tombant récifal, phénomènes de progradation centrifuge descendante des colonies de Madréporaires à la périphérie de l'édifice (Cap des Trois Fourches).

b) Le récif frangeant du Djebel Murdjadjo (partie occidentale du bassin du Chélif), allongé sur plus de 20 kilomètres et atteignant localement 80 mètres d'épaisseur est installé sur un horst actif pendant la sédimentation. Côté bassin, il est limité par un tombant récifal rectiligne dont la pente peut atteindre 50°, correspondant à la bordure faillée du horst et coupé d'anciennes passes récifales préservées ; des accumulations chaotiques apparaissent au niveau du talus, en relation avec des glissements par gravité et/ou des mouvements tectoniques synsédimentaires.

c) Les petits récifs frangeants (15 à 20 mètres au maximum, quelques centaines de mètres d'extension) de la bordure des Kebdana (bassin de Melilla, fig. 59).

d) Les petits biohermes à *Porites* isolés au sommet des marnes messiniennes (Boudinar et Melilla au Maroc, 1-5 mètres d'épaisseur).

e) La barrière récifale à Mélobésiées de la bordure sud du Chélif ; il s'agit de masses importantes de calcaires principalement à Mélobésiées (ch. III, fig. 28), en masses épaisses (100 mètres) et discon-

Source : MNHN, Paris

tinues, ourlant la bordure méridionale du bassin sur 200 km ; localement, des anomalies morphologiques subcirculaires correspondent à des petits édifices à Madréporaires. Notons qu'il s'agit là du développement géographique exceptionnel de faciès à algues rouges rencontrés en association avec tous les récifs à Madréporaires (Djebel Murdjadjo, Cap des Trois Fourches, Espagne).

f) Le cas de la Méditerranée orientale : les corps véritablement construits à Madréporaires, de dimensions réduites (Venerato, Tsangaraki, etc... en Crète, Psematismenos à Chypre), sont isolés ou associés comme en Crète à des plateformes étendues dans lesquelles les Mélobésiées sont dominantes. Une exception caractérisée peut être le bassin d'Antalya (Turquie) que je n'ai malheureusement pas pu visiter.

II) *Évolution des caractères morphologiques au cours de la vie du récif.*

La plupart des grands édifices observés montrent des phénomènes de progradation centrifuge descendante des colonies successives de Madréporaires sur les flancs de l'édifice principal (voir ci-dessus, Cap des Trois Fourches, pl. 15, A B, C ; Djebel Murdjadjo) ; les colonies peuvent ainsi s'abaisser d'une hauteur supérieure à 200 mètres. Des phénomènes comparables sont également observés en Espagne méridionale (Sorbas, Ott D'Estevou, 1980 ; Nijar, Bernet-Rollande et Maurin, 1980) et peuvent s'interpréter par un abaissement du niveau aquatique contraignant les organismes constructeurs à rechercher des conditions plus favorables.

III) *La superposition des édifices à Coralliaires et à stromatolithes. Relations avec la phase évaporitique.*

Deux édifices en particulier (Santa Pola et le Djebel Murdjadjo)comportent la superposition dans l'espace et dans le temps de deux masses calcaires : à Madréporaires à la base, à stromatolithes au sommet, selon des modalités légèrement différentes. Dans le premier cas (Bernet-Rollande *et al.*, 1980), les stromatolithes en grandes coupoles recouvrent les flancs du récif et reposent fréquemment sur certains plans horizontaux étagés. Au Djebel Murdjadjo, les sédiments calcarénitiques riches en oxydes de manganèse, à ooïdes et à stromatolithes, demeurent en contrebas du sommet du récif et ne recouvrent que partiellement le bord du talus par l'intermédiaire d'un horizon bréchique ; côté bassin (150 mètres en contrebas topographique), ils reposent sur les dernières lentilles gypseuses (pl. 7, D ; fig. 31), démontrant la succession verticale suivante des étapes :

1) édification de la masse récifale à Madréporaires ;
2) progradation descendante des lentilles récifales ;
3) érosion, karstification, bréchification ;
4) colonisation par les tapis à Cyanophycées et réennoyage sédimentaire du récif.

IV) *Composition organique.*

Le caractère quasi monospécifique des assemblages de Madréporaires à *Porites* qui forme souvent plus de 90 % des communautés de constructeurs, est l'un des traits dominants avec l'abondance des algues codiacées du genre *Halimeda*, observées en masses sur les parois récifales, sous forme d'épandages au pied du récif ou de strates dans la plateforme de Méditerranée orientale. Ils sont associés à d'abondantes Mélobésiées, des Vermets, des Serpulidés, des Bryozoaires, une abondante faune de Lamellibranches, de Gastéropodes et, à la base des édifices, des Échinodermes.

Esteban (1979) distingue deux types : un type quasi exclusivement à *Porites* et un type à *Porites-Tarbellastrea-Montastrea* associés à une dizaine d'autres genres qui correspondent plus particulièrement aux récifs de Méditerranée orientale, bien que ces derniers soient rencontrés épisodiquement en Méditerranée occidentale. Des précisions stratigraphiques semblent néanmoins nécessaires à ce stade de la distinction, ces récifs appartenant peut-être encore au Tortonien.

Source : MNHN, Paris

B. — Évolution schématique de l'environnement

I) *L'évolution du milieu.*

Une différenciation se marque entre les domaines occidental et oriental sur le plan de l'abondance et de la géométrie des édifices d'une part et de la composition des communautés de Madréporaires d'autre part. L'étude des formations à laminites a mis en lumière une différenciation de ce type, l'existence d'un régime de circulations plus actif dans la partie occidentale que dans la partie orientale et la présence très probable de seuils qui limitaient les échanges.

Le développement endémique des *Porites* dans l'ensemble des édifices messiniens semble refléter une dégradation des conditions écologiques depuis le Burdigalien, caractérisé par des populations nettement plus diversifiées (Chevallier, 1961). Cet auteur note d'ailleurs le fait intéressant que l'appauvrissement de la faune madréporique est progressif et devient très sensible au Tortonien moyen. Parmi les paramètres favorables au développement coralliaire, on admet notamment : l'agitation du milieu, la profondeur, la salure, la température et la pureté des eaux (absence de suspensions trop importantes), etc. Actuellement, l'extension géographique des édifices récifaux atteint 30° de latitude nord dans le Golfe de Suez ; l'amplitude des variations thermiques (qu'elles soient de périodicité saisonnière ou diurne-nocturne) doit être relativement faible ; les conditions les plus favorables correspondent à des températures comprises entre 25 et 29°C.

Dans les récifs actuels ou pléistocènes, une telle tendance à la monospécificité s'observe en fonction de la latitude ; c'est ainsi qu'un appauvrissement de la faune madréporique est signalé dans la Grande Barrière du Nord vers le Sud où ne persistent plus que quelques genres dont *Porites* (*in* Chevallier, 1961).

Seule une association à *Alveopora* et *Porites* subsiste également au sud du Japon (35° latitude nord ; Hamada, 1975) tandis que sur les côtes des Caroline du Nord survivent seulement *Solenastrea* et *Siderastrea* (Mac Intyre et Pilsey, 1969). C'est également le genre *Porites* qui est le plus résistant aux variations de salinité puisqu'il est la seule forme rencontrée au-delà de 45 ‰ dans le Golfe Persique (Kinsman, 1964). Il est intéressant de noter qu'il semble être en association avec *Siderastrea*, le plus tolérant à l'égard de la turbidité des eaux (*in* Chevallier, 1961).

Bien que l'impact réel des différents facteurs soit difficile à préciser, il apparaît que la faune observée pourrait résulter d'une adaptation de quelques-uns des genres résistants de la riche faune du Miocène inférieur à des conditions plus rigoureuses pour lesquelles les observations réalisées me conduisent à envisager, en accord avec Chevallier (1961), un abaissement de la température des eaux. Le caractère progressif de cette évolution incite en effet à considérer que l'augmentation de la salinité liée à l'épisode messinien, si elle a pu accélérer et précipiter le processus d'évolution vers la monospécificité, *puis la disparition de la faune de polypiers constructeurs, ne peut en constituer le mécanisme principal* puisque cette évolution a débuté au Tortonien. Il apparaît que la phase maximum d'accrétion des édifices récifaux, contemporaine d'un stade de circulations actives dans le bassin, s'est poursuivie pendant la phase de dépôt d'une grande partie au moins des laminites II, puis a cessé avant même le début de la phase évaporitique. La différenciation observée entre les parties orientale et occidentale du bassin pourrait être liée, à titre d'hypothèse, à un isolement plus accentué contrariant les circulations marines et conduisant à un confinement plus sévère et plus précoce. Toutefois, il convient de signaler que le synchronisme rigoureux entre ces différents édifices est très difficile à établir.

II) *L'interruption de la croissance récifale et l'évaluation de l'amplitude de l'abaissement du plan d'eau à la fin de la phase principale d'édification* (fig. 65).

Un abaissement du plan d'eau dans la plupart des bassins est attesté par l'accrétion latérale des récifs par progradation centrifuge descendante des colonies de Madréporaires sur les flancs de la

Source : MNHN, Paris

morphologie initiale (Melilla, Djebel Murdjadjo, Nijar-Sorbas, etc...). Cet abaissement marque le début de l'évolution vers la phase évaporitique. L'aggravation corrélative des contraintes écologiques (importantes fluctuations de salinité, disparition du corps d'eau, etc...) provoque la mort des organismes constructeurs. Au centre de ces bassins périphériques, le phénomène s'observe également dans les variations de la composition des microfaunes et la succession des faciès comme dans le bassin de Melilla : succession de *marnes marines avec ou sans laminites, biohermes isolés à Porites, calcaires lacustres, érosion prépliocène*. Il s'ensuit l'érosion et la karstification des récifs. L'ampleur de l'abaissement est difficile à évaluer et dépend de la position de chaque bassin considéré et des déformations tectoniques synchrones et postérieures. On peut néanmoins prendre comme valeur approximative par excès *la profondeur de karstification du récif de Santa Pola, la différence entre l'extension maximale des évaporites sur les faciès périrécifaux et le sommet de l'édifice du Djebel Murdjadjo ou bien la différence altimétrique entre le toit du récif et les colonies situées au plus bas dans la topographie au Cap des Trois Fourches*. Elle pourrait varier de 80 mètres dans le premier cas, à 150, voire 200 mètres dans les autres cas.

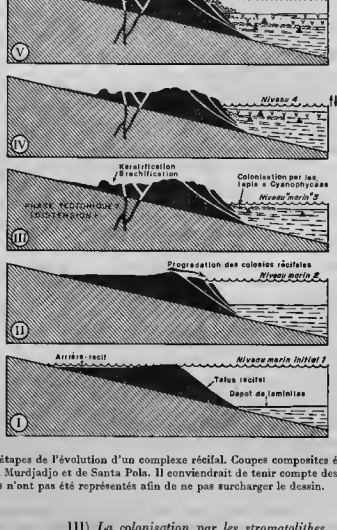


FIG. 65. — Les différentes étapes de l'évolution d'un complexe récifal. Coupes composites établies d'après les exemples de Melilla, du Djebel Murdjadjo et de Santa Pola. Il conviendrait de tenir compte des effets de la tectonique dans le dispositif final ; ils n'ont pas été représentés afin de ne pas surcharger le dessin.

III) *La colonisation par les stromatolithes.*

La phase principale de colonisation des flancs du récif, par les stromatolithes, intervient postérieurement à la phase d'émersion et de karstification par progradation ascendante. Elle a néanmoins

Source : MNHN, Paris

pu débuter au cours des phases intraévaporitiques de remontées du niveau aquatique et de rétablissement temporaire de conditions marines (faune des calcaires latéraux aux évaporites de Benejuzar, MONTENAT *et al.*, 1980) ou même dès la base de l'épisode évaporitique caractérisée dans l'ensemble du domaine par l'abondance des faciès stromatolithiques — au cours de l'abaissement du niveau aquatique —. Toutefois, il semblerait que l'essentiel des phénomènes ait, dans les édifices observés, caractérisé la fin de l'épisode évaporitique et une phase complexe de remise en eau progressive du bassin avant le Pliocène ; les conditions de salinité faible ou variable du milieu privé de concurrence écologique, facilitent le développement préférentiel des tapis à Cyanophycées.

C. — Une vérification de la validité du schéma : le récif de Abu Shaar el Qibli et les relations avec les évaporites du golfe de Suez (Miocène moyen, Égypte).

Le récif de Abu Shaar el Qiblí est un édifice semi-annulaire situé dans le prolongement d'un ensemble plus vaste qui enveloppe l'extrémité méridionale de la chaîne de l'Esh Mellaha, qui constitue la bordure occidentale du graben miocène du Golfe de Suez dans lequel se sont accumulés jusqu'à 3 000 mètres de sédiments évaporitiques (gypse, anhydrite, halite, sels de K et Mg ; HASSAN et EL DASHLOUTY, 1970). Au pied de la chaîne, l'un des grabens élémentaires (de 20 km de largeur), séparé du reste du bassin par le horst du Gebel Zeit, comporte du sel massif à la base, recouvert par des alternances marno-gypseuses (ROUCHY, rapport C.F.P., inédit) dont la partie sommitale affleure à 200 mètres en contrebas du sommet du récif (fig. 66).

La masse récifale comporte deux ensembles superposés (fig. 66, C, D ; pl. 16 B) : 1) un récif à Madréporaires à la base, limité à l'extérieur par un talus (pl. 16, B, F) dont le pendage sédimentaire préservé peut atteindre 50° et passant vers l'intérieur à des sédiments calcaires (pl. 16, A), biodétritiques ou lumachelliques de lagon à intercalations stromatolithiques (pl. 16, E) ; 2) un ensemble supérieur (30 à 50 mètres) composé de stromatolithes (en coupoles de grande taille, pl. 16, D), fortement dolomitisés, se biseautant au bord du talus récifal ; ce dernier est seulement recouvert par quelques décimètres de stromatolithes globuleux ou directement par des calcaires ou des sables calcaires ou dolomitiques (ROUCHY *et al.*, en préparation). Le socle métamorphique affleure au cœur de l'édifice qui se prolonge par des corps récifaux d'importance variable encapuchonnant toute la bordure orientale de la chaîne sur une distance supérieure à 50 km. Le récif lui-même peut être suivi en continu sur une distance de 10 km.

En plusieurs points (fig. 66, B, C, D ; pl. 16, B), les bancs gypseux dont le pendage est compris entre 5° et 25° butent contre le tombant récifal avec une discordance angulaire d'origine sédimentaire dont la valeur a été réduite par des mouvements différentiels entre les deux ensembles structuraux. Le toit des évaporites est recouvert par des stromatolithes (un mètre d'épaisseur), puis par des sédiments détritiques postévaporitiques d'appartenance stratigraphique indéterminable (fig. 66, C).

Une coupe sur le horst du Gebel Zeit (Wadi West, ROUCHY, rapport C.F.P. inédit) montre que les bancs évaporitiques (5 à 15 mètres d'épaisseur), intercalés de marnes et de lamínites diatomitiques à restes de Poissons marins (*Bregmoceros*, détermination J. GAUBANT) et nanoplancton, reposent sur le substratum par l'intermédiaire de marnes marines préévaporitiques (« lower Globigerina marls » ; âge langhien) qui se biseautent latéralement contre des masses de calcaires périrécifaux (Lumachelles à grands Lamellibranches, etc... Madréporaires remaniés).

Ces deux groupes d'observations attestent bien l'antériorité de l'édification récifale par rapport aux évaporites ; à l'opposé, la masse des stromatolithes serait au moins synchrone et partiellement postérieure aux évaporites confirmant ainsi l'interprétation proposée pour le Messinien.

Source : MNHN, Paris

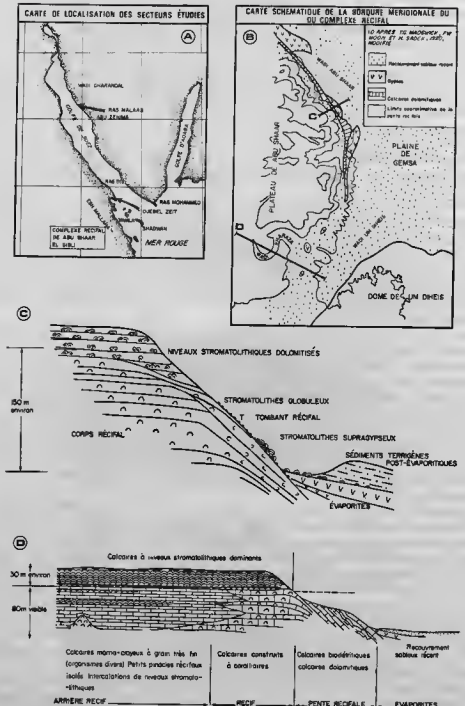


FIG. 66. — Constitution du récif de Abu Shaar el Qibli (Égypte) et relations avec les évaporites.

Source : MNHN, Paris

III. — LES ÉVAPORITES

Les évaporites sont-elles l'indice d'une dessiccation complète du milieu, peuvent-elles se déposer sous une tranche d'eau plus ou moins importante ou combinent-elles les deux modalités ? Cette controverse générale et ancienne sur les données de laquelle je ne reviendrai pas, se retrouve dans les diverses interprétations génétiques des évaporites messiennes. En dehors du problème particulier de la profondeur initiale du bassin qui sera examiné dans le chapitre VII, les modèles proposés peuvent être classés en trois catégories principales : 1) dessèchement complet et répété d'une tranche d'eau marine profonde (Hsü, 1973 ; Hsü *et al.*, 1973 ; Cita, 1973, etc.) ou peu profonde (Nesteroff, 1973) et dépôt dans des environnements de type « playa » (nappes d'eaux résiduelles peu profondes) ou « sabkha » (diagénèses précoces en domaine supralittoral ; voir également Friedman, 1973) ; 2) dépôt d'évaporites réalisé totalement ou partiellement sous tranche d'eau d'épaisseur différente selon les auteurs et dans un bassin à alimentation quasi permanente en eaux océaniques : Selli (1973, modèle océanique), Richter-Bernburg (1973), Bandy (1975), Fabricius et Hieke (1976) et Fabricius *et al.* (1978, modèle dynamique de bassin peu profond), Rouchy (1976a, 1979, 1980), Neev (1978), Busson (1979) ; 3) hypothèse d'évaporites déposées dans des dépressions endoréiques alimentées uniquement par les apports fluviatiles et/ou les eaux d'origine paratéthysienne, proposée pour la Méditerranée orientale par Sonnenfeld (1974) et Gvirtzmann et Buchbinder (1976) ; ces derniers envisagent une évolution biphasée caractérisée par le dépôt d'anhydrite à partir des eaux résiduelles marines, avant l'isolement définitif et la fragmentation du domaine en gigantesques « Mer Morte ». Il convient d'ajouter les propositions de Bandy (1975) et de Van Couvering *et al.* (1976) qui admettent l'assèchement d'une tranche d'eau marine épaisse préalablement amenée à saturation au cours d'une phase de préconcentration.

Ces propositions sont déduites, selon les cas, de l'interprétation d'un agencement global et parfois fortement « idéalisé » des corps sédimentaires, de la signification des structures sédimentaires, du contenu faunistique ou des caractéristiques géochimiques.

A. — Les apports des études pétrographiques et paléoécologiques à la connaissance des milieux de dépôt

Les environnements de dépôt des évaporites fossiles sont généralement reconstitués à partir d'une comparaison avec les sites actuels où ont été observés des faciès comparables. Avare de sites évaporitiques, la nature actuelle n'offre généralement que des phénomènes localisés sans commune mesure — sur le plan du volume, de l'extension et même de la dimension des individus cristallins formés — avec le gigantisme des dépôts fossiles. Afin d'éviter au maximum l'écueil des convergences morphologiques, le recours nécessaire à la démarche actualiste a été utilisé, mais seulement dans les limites du cadre préalablement établi par l'agencement des corps sédimentaires et le contenu microfaunistique.

1) *La signification des principaux faciès.*

a) Gypse et anhydrite.

1. — Le gypse sélénite.

Sous ses différents faciès et habitus cristallins, il représente le type le plus commun : mâclé selon le plan 100 (fig. 21, A) ; monocristallin, avec développement préférentiel d'une demi-mâcle oblique sur l'axe C (fig. 21, E) ; palissades de cristaux plurimétriques allongés perpendiculairement

Source : MNHN, Paris

à la stratification (fig. 21, B) ; gerbes cristallines divergentes engendrant en surface des coupoles (« cavoli structure ») ; faciès lité centimétrique à pluridécimétrique à interlits carbonatés, gypseux ou autres (pl. 1, E) ; enchevêtrement de cristaux désordonnés, cristaux isolés, etc... Par comparaison avec les dépôts pléistocènes de Marion Lake notamment (Australie, Dickinson *et al.*, 1949 ; Goto, 1967), il est généralement interprété comme primaire et résultant (Hardie et Eugster, 1971 ; Richter-Bernburg, 1973 ; Schreiber, 1974 ; Heimann, 1977 ; Shearman et Orti Cabo, 1978 ; Dronkert, 1979) d'une croissance cristalline à l'interface sédiment-saumure. Si le caractère primaire peut effectivement être retenu dans le sens précis *d'une précipitation directe à partir d'une solution-mère concentrée et non de la transformation d'un précurseur* cristallin, elle n'exclut pas la possibilité de croissances à l'intérieur d'un sédiment (Rouchy, 1967a et b).

C'est ainsi que l'observation des relations gypse-sédiments encaissants (fig. 21, F), confortée par l'examen de certains milieux actuels (salines en activité de Santa Pola et surtout salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante) amène à envisager en réalité plusieurs modalités de dépôt que suggère d'ailleurs la diversité des faciès regroupés dans l'appellation « gypse sélénite ». Les données concernant les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante sont extraites d'un article plus complet en préparation (Rouchy et Montenat ; les salines de l'aéroport d'Alicante ; un site actuel de dépôt évaporitique et son intérêt pour la compréhension de certaines évaporites fossiles).

1.1. — Précipitation à l'interface sédiment-saumure.

Dans les salines actuelles (pl. 17 et 18), elle engendre des arrangements serrés de monocristaux orientés subverticalement, en lits (pl. 17, J) ou en dômes (pl. 17, A, D, I) ; plusieurs traits fondamentaux se dégagent pour l'interprétation des structures anciennes :

— un contrôle très strict des cristallisations par la morphologie de tapis algaires (pl. 18, C, D ; pl. 17, C. F) ;

— un contrôle par les irrégularités topographiques de la surface de la saline (pl. 17, B), le gypse précipitant plus massivement sur les points-hauts ; il est évident que dans le cas d'une sédimentation polyphasée, la différenciation morphologique s'aggravant, on obtiendrait une disposition en « murs » ou « piliers » sélénitiques séparés par des « sillons » emplis de marnes, comparables à ceux des carrières de San Miguel-Benejuzar (ch. III, pl. 4), avec prolongement du litage du sédiment marneux dans les piliers. Dans le cas du Messinien, *la tectonique synsédimentaire ou des grands édifices stromatolithiques peuvent créer de telles anomalies positives du plancher* sédimentaire contrôlant à la fois : la précipitation du gypse sous-aquatique, les phénomènes de diagenèse mais aussi d'éventuels phénomènes de remontées capillaires lors de phases d'émersion ;

— le diachronisme de la sédimentation évaporitique (pl. 18, D) qui débute précocement sur la marge du bassin tandis que la partie centrale est indemne de précipitation (à gauche) et va progresser vers l'intérieur (centripète ; pl. 17, C) au fur et à mesure de l'accroissement de la salinité et de la réduction de la profondeur. C'est l'illustration du *diachronisme des bancs évaporitiques, plus récents au centre du bassin que sur les marges, et cela vraisemblablement même lorsqu'ils sont continus sur de très grandes distances* (voir hypothèse de la formation du terme gypso-anhydritique inférieur de Sicile ; bancs continus du terme supérieur).

Les phases successives de cristallisation (phases hypersalines) et de recolonisation par les tapis algaires (phases de dilution) vont pouvoir donner naissance (après disparition du tapis algaire) à un gypse sélénite régulièrement lité (pl. 17, J) comportant jusqu'à 10 phases successives de croissance. Le litage peut également être dû à l'intercalation de lits halitiques ultérieurement dissous comme l'ont observé Schreiber et Schreiber (1977), gypsarénitiques ou marno-calcaires.

Les différences de cohésion des assemblages cristallins peuvent aider à expliquer la formation de certains d'entre eux, irrégulièrement orientés, ainsi les groupements cristallins denses (pl. 17, F, I) résisteront sans dommage à une éventuelle surcharge sédimentaire tandis que d'autres, disjoints (pl. 17, H), subiront alors une désorientation engendrant les faciès sélénites irréguliers. D'autre part, les cristaux isolés de grande taille s'inclineront ou tomberont.

Source : MNHN, Paris

1.2. — Croissance cristalline à l'intérieur d'un sédiment préexistant et cristallisation superficielle liée à des remontées capillaires.

L'observation détaillée des relations entre les cristaux et les sédiments encaissants a révélé (Rouchy, 1976b, 1980) qu'une partie du gypse sélénite résultait d'une croissance précoce à l'intérieur d'un sédiment préexistant : déformation vers le haut du sédiment-hôte, indentations des cristaux avec l'encaissant, inhibition de la croissance latérale des faces cristallines, assimilation de sédiment notamment algaire (Chypre, ch. IV, etc...). Le phénomène est rapide et précoce (préservation de filaments algaires non calcifiés, ch. VI, 2e partie) et peut se poursuivre au-dessus de l'interface. Dans les salins de Santa Pola (pl. 17, D ; 18, A, E), on peut observer l'initiation de la croissance de certaines coupoles sélénitiques. Un dôme composé de cristaux lenticulaires centimétriques, irrégulièrement disposés, prend naissance à l'intérieur du sédiment organique (pl. 18, E, a ; empilement de tapis algaires) et grandit vers la surface en rebroussant les couches (pl. 18, E, b), puis perce l'interface au-dessus de laquelle il s'épanouit en déterminant la formation d'un dôme à cristaux orientés, disjoints (pl. 18, E ; 17, H) ou serrés (pl. 17, D).

L'intervention de processus de remontées capillaires semble probable dans certains cas mais difficilement observable. Perthuisot (1975) décrit dans la Sabkha el Melah de Zarzis (Tunisie) de tels phénomènes engendrant des « croûtes » cristallines « en taupinières » d'épaisseur plurimétrique. La croissance d'autres dômes avorte avant de percer la surface (pl. 18, A, a), demeurant alors à l'état de gypse nodulaire à texture cristalline.

Un certain *continuum* caractérise donc la croissance de ces dômes : diagenèse précoce à l'intérieur d'un sédiment donnant des arrangements de petits cristaux désorientés et enchevêtrés (insuffisance de l'espace libre de cristallisation) passant en surface à des cristaux de grande taille. Il apparaît donc bien que les séquences gypse cristallin-nodulaire-cristallin désorienté-cristallin orienté, observées tant à Zakynthos que dans le terme gypso-anhydritique inférieur de Sicile, peuvent s'interpréter en termes de continuité de croissance cristalline diagénétique (voir ci-dessus, § 3.3.).

En résumé, le gypse sélénite peut résulter de processus génétiques différents incluant des croissances cristallines primaires, sous-aquatiques, à l'interface sédiment-saumure et des cristallisations diagénétiques à l'intérieur de la tranche superficielle de sédiment ou bien de cristallisations à l'air libre en relation avec des phénomènes de remontées capillaires. Si le premier type est le plus fréquent, il est probable que les trois processus peuvent se superposer dans le temps et l'espace, en fonction des fluctuations de salinité et des oscillations du niveau aquatique ; il en résulte, en raison des convergences morphologiques, une grande difficulté dans l'identification des diverses origines qui doit nécessairement tenir compte des relations avec les autres sédiments encaissants.

2. — Le gypse finement lité.

Trois types principaux de gypse lité ont été individualisés : alternances gypse/calcaires ou pélites, etc... (balatino de Sicile, de Chypre), gypse laminé (marmara de Chypre, Zakynthos et autres), laminites cryptalgaires et stromatolithes gypsifiés de Chypre (éventuellement Grenade).

2.1. — Les alternances gypso-carbonatées ou détritiques (ou balatino) : Sicile, Chypre, Site 372 (description pétrographique au ch. IV).

Il représente typiquement un dépôt primaire sous tranche d'eau subpérenne (à l'exclusion de possibles phases temporaires d'émersion) dont la cyclicité est réglée par des fluctuations superficielles (Rouchy, 1976a et b) à contrôle saisonnier probable. L'intervention d'un contrôle saisonnier avait été proposée par Ogniben (1957) au vu de la régularité de la lamination.

a) phases hypersalines permettant la précipitation superficielle de cristallites — dont la taille en accord avec Heimann (1977) pourrait être inversement proportionnelle à la salure — sédimentées suivant un classement cristallin (généralement inverse, parfois normal), localement en même temps qu'une nanoflore naine et dégénérée (Caltanissetta uniquement ; pl. 2, D) ;

b) phases de dilution d'intensité variable correspondant au rétablissement de conditions marines ou proches de celles du milieu marin, interrompant la précipitation du gypse et permettant une reprise

Source : MNHN, Paris

plus ou moins active de l'élaboration planctonique : nanoplancton monospécifique (faible dilution ; pl. 2, C) ; nanoplancton riche et diversifié et foraminifères (retour à des conditions de salinité normale) ou apports détritiques fins. Les assemblages à *Braarudosphaera* décrits localement, semblent indiquer des épisodes de dessalure.

2.2. — Le gypse finement lité (Zakynthos, Chypre, etc..., description ch. IV, pl. 12, G, I).

Par la régularité et la finesse de la lamination (inframillimétrique), ces laminites semblent correspondre à des dépôts primaires de cristallites, d'habitus aciculaire ou prismatique, élaborés en surface (identiques à ceux observés par Neev et Emery en Mer Morte et Perthuisot, 1975, dans la Sabkha el Melah de Zarzis en Tunisie) et déposés dans un milieu calme (Rouchy et Pierre, 1979). Les fluctuations de salinité d'amplitude plus faible que précédemment se traduisent par des différences de taille des cristaux qui déterminent la lamination ou par la formation de très fines lamines non évaporitiques.

Sous l'effet d'une remise en suspension et d'un transport, ils donneront des structures souvent peu différentes, mais caractérisées par de discrètes figures de stratifications obliques ou de ravinement.

2.3. — Les laminites cryptalgaires ou stromatolithes gypsifiés (terme gypseux supérieur de Polemi, Sicile, site 132 ; description ch. IV).

Ils sont interprétés (Rouchy et Monty, 1981) comme résultant d'une répétition de cycles saisonniers (et peut-être dans certains cas pluriannuels) : croissance extensive de tapis algaires en milieu de salinité très faible (faune d'affinités saumâtres) en saison humide et de phase de sursalure en saison sèche qui entraînent l'arrêt de la croissance algaire et la précipitation du gypse à l'intérieur du tapis ; celle-ci intervient probablement lorsque le tapis émerge selon des mécanismes observés dans la nature actuelle à Sri Lanka et en Californie (voir ch. IV, 2e partie). Dans les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante, la photo F (pl. 18) montre des tapis algaires bulbeux, en partie gypsifiés (parties blanchies). Sous les coupoles gypseuses, apparaît sur environ 15 cm d'épaisseur, un gypse lité et ondulé (pl. 18, B ; 17, D), comparable par son faciès et ses caractères microscopiques (pl. 18, G, granocroissance cristalline dans chaque lamine) aux laminites cryptalgaires de Chypre, de Sicile, mais aussi de Grenade (gypse laminé infrasélénite de Cacin, ch. IIf, pl. 5, F). Dans ce cas précis, il est difficile de préciser si la gypsification d'anciens tapis algaires intervient en surface ou bien si elle a été contrôlée par des phénomènes de battements de nappes à l'intérieur même de la tranche de sédiments.

3. — Gypse et anhydrite nodulaires.

Par l'adjectif « nodulaire » ont été désignées dans ce travail des structures diverses (nodules vrais, mosaïque, mosaïque litée, etc..., Maiklem *et al.*, 1969) ; deux grands groupes peuvent être observés : les gypses microcristallins à précurseur anhydritique et les anhydrites nodulaires d'une part et les gypses nodulaires à texture cristalline d'autre part.

3.1. — Gypse à précurseur anhydritique et anhydrite de diagenèse précoce subaérienne (description pétrographique, ch. II et III ; pl. 1, F ; pl. 5, D, E, H).

Les nodules (millimétriques à pluridécimétriques) isolés ou en lits, à texture entérolithique, etc... se développent sous forme d'anhydrite nodulaire, à l'intérieur d'un sédiment préexistant (calcarénitique, marneux, gypseux, etc...) qu'ils déforment. Leurs caractères pétrographiques ainsi que leur localisation paléogéographique en bordure de bassin (Sicile, site 124, etc...), dans des bassins soumis à une émersion précoce (bassins externes d'Espagne) ou à proximité de points hauts (Chélif), autorisent l'établissement d'un parallèle génétique avec les phénomènes de diagénèse précoce subaérienne observés dans les Sabkha du Golfe Persique (voir ch. fI, fII et IV) ; ils caractérisent donc des zones émergées, brièvement ou durablement, soumises après des inondations épisodiques (tempêtes, fluctuations du niveau aquatique plutôt que marées) à des phénomènes d'évaporation capillaire à l'origine des croissances d'anhydrite nodulaire. La transformation en gypse se produit au contact d'eaux météo-

Source : MNHN, Paris

riques, soit précocement, soit tardivement et d'une manière générale sans modification de volume ; l'excédent volumétrique produit par la transformation $CaSO_4 \rightarrow CaSO_4, 2H_2O$ conduit au dépôt de gypse fibreux (« satin-spar », Shearman *et al.*, 1972) dans les fissures ou les discontinuités lithologiques (interlits) ; ces phénomènes sont favorisés par l'activité séismique.

Des transformations minéralogiques identiques peuvent être obtenues également par exposition prolongée à des conditions rigoureuses d'ensoleillement ; ainsi, les évaporites d'âge Miocène moyen du désert oriental et du Sinaï (Égypte) apparaissent rapidement transformées en gypse blanc microcristallin sur une profondeur parfois faible.

3.2. — Gypse à précurseur anhydritique et anhydrite nodulaires de diagenèse plus tardive : modification des paramètres température/pression (enfouissement-contraintes tectoniques) ou circulations de fluides concentrés.

L'étroite convergence morphologique et pétrographique avec le type précédent peut entraîner des confusions au niveau de l'interprétation. Ce type de gypse nodulaire à précurseur anhydritique (bassins de Murcie, Caltanissetta, etc...) se distingue du précédent par : 1) son développement aux dépens d'horizons gypseux préexistants (sélénite, laminé, etc..., pl. 5, A, B) ; 2) sa localisation particulière soit dans la partie centrale des bassins (Murcie, Cbélif, Sicile *pro parte*), soit dans les zones soumises à des contraintes tectoniques (axes anticlinaux, Schreiber et Decima, 1978), suggérant une relation possible avec une modification des paramètres température et/ou pression permettant de passer dans le champ de stabilité de l'anhydrite ; 3) une relation avec un enfouissement croissant d'une part et avec des phénomènes phréatiques d'autre part (pl. 5, A), est suggérée à Murcie. L'absence de couverture sédimentaire suffisante (Murray, 1964) peut ainsi être compensée par la présence de nappes enfouies de saumures concentrées qui pourrait permettre d'abaisser la température de transition (Hardie, 1967 ; discussion p. 65) et/ou par un gradient thermique élevé (Rouchy et Pierre, 1979) compatible avec les données concernant cette région.

Il est également envisagé dans ce travail qu'une grande partie, sinon la totalité de l'anhydrite nodulaire des formations salifères, qu'elle soit directement dans la halite ou dans les sédiments associés (pl. 2, H), résulte de croissances diagénétiques à partir de fluide concentrés, sans exiger de phase d'émersion. En effet, les mécanismes responsables de la formation d'anhydrite dans les sites émergés de type « sabkha » sont difficilement compatibles avec un sédiment-hôte composé de halite ; dans ces environnements, les couches de halite correspondent à des encroûtements de faible épaisseur et très éphémères. Par contre, il est évident que les fluides concentrés, piégés au cours de la sédimentation, pourront dans certaines conditions (modification des paramètres physiques en relation avec l'enfouissement, etc...) provoquer la formation d'anhydrite non seulement dans la halite mais également dans les sédiments associés. Les migrations de fluides sont même susceptibles d'amener la formation d'anhydrite dans une grande partie de la colonne sédimentaire. Ainsi, les faciès nodulaires de l'anhydrite rencontrés au niveau des grands bassins salifères des plaines abyssales, ne doivent pas être interprétés systématiquement en terme d'émersion sur la seule foi des critères morphologiques.

3.3. — Gypse nodulaire à texture cristalline : diagenèse précoce subaérienne ou sous-aquatique ? (description détaillée cb. IV, pl. 10, F, G).

L'absence de vestiges anhydritiques ne permet pas d'envisager pour ces faciès de Chypre, de Zakynthos et de Crète, une gypsification de nodules anhydritiques comme l'ont envisagé Vai et Ricci-Lucchi (1978) pour ceux des Apennins, mais bien une croissance directe de gypse nodulaire cristallin ; de tels phénomènes sont communs dans la nature actuelle : dans les sabkhas côtières d'Égypte septentrionale (West *et al.*, 1979), en Californie (Von Der Haar, 1976 ; Pierre, communication orale), dans certaines salines d'Espagne méridionale (Dronkert, 1977). De tels nodules sont fréquents dans celles de l'aéroport d'Alicante (pl. 18, A, E ; 17, D), où ils sont composés d'agrégats de cristaux millimétriques à centimétriques ; dans ces différents cas, il s'agit de croissances diagénétiques précoces en relation avec des phénomènes d'évaporation capillaire.

Malgré ce faisceau d'arguments actualistes, on ne peut écarter toutefois la possibilité d'une cristallisation intervenant dans un sédiment immergé, aucun témoignage d'émersion durable n'étant

Source : MNHN, Paris

observé au toit des niveaux remarquablement continus dans les bassins dans lesquels je les ai observés. D'autre part, la coalescence de tels nodules suffit à engendrer le gypse finement cristallin, d'aspect nodulaire ou simplement à litage discontinu (« wavy-anastomozing gypsum » ; pl. 12, C ; voir précédemment).

4. — Les autres types de gypse.

4.1. — Gypses détritiques et problème des turbidites.

Les gypses détritiques abondants ont été décrits en Méditerranée orientale et en Sicile (ch. II ; ch. IV ; 2e partie), mais également par Vai et Ricci-Lucchi (1977) dans les Apennins où ils sont extrêmement développés et correspondraient dans ce cas à des turbidites. Nous avons montré que les séquences granoclassées, évoquant des turbidites observées à Chypre, en Crète et à Zakynthos, alternent avec des gypses primaires, impliquant des phénomènes de remise en suspension et de resédimentation sous faible tranche d'eau. Les glissements par gravité sont fréquents (contournements), mais il est probable que les phénomènes d'érosion au cours des phases d'abaissement du plan d'eau jouent un rôle important avec les glissements synsédimentaires pour rendre compte des phénomènes de resédimentation. De nombreuses déformations sont liées aux propriétés thixotripiques des sédiments et interviennent sous faible surcharge sédimentaire.

4.2. — Phénomènes de transformation gypse/calcite avec formation de soufre natif.

Ils sont abondants en Sicile, à Chypre, à Lorca, à Zakynthos et plus accessoirement dans le Chélif (description détaillée ch. IV). Dans toutes les coupes observées, la transformation s'opère au contact des laminites diatomitiques, vers le sommet de la formation préévaporitique (Caltanissetta, Lorca), à l'intérieur même des évaporites (Polemi) ou au sommet de celles-ci (Aghia Varvara, Héraklion). La préservation des formes cristallines du gypse (pl. 13, I, J) et le piégeage du soufre natif exigent que la réaction qui met vraisemblablement en jeu l'activité bactérienne anaérobie, se réalise dans le sédiment lui-même et non dans la tranche d'eau comme cela est le cas actuellement en Mer Morte (Neev et Emery, 1967) ou dans d'autres sites. Après une diffusion dans le sédiment, l'H_2S formé peut être piégé et réagit avec l'oxygène moléculaire dissous des eaux connées (Davis et Kirkland, 1970) pour former du soufre natif par des processus divers : réaction avec l'oxygène dissous des eaux connées (Davis et Kirkland, 1970) dans le cas de transformations tardives, oxydation d'origine bactérienne, etc. Ces phénomènes impliquent la coexistence de conditions réductrices dans le sédiment et peut-être aussi dans le corps d'eau inférieur et de conditions hypersalines permettant la précipitation du gypse dans la partie superficielle ou simplement le rétablissement temporaire de milieux réducteurs lors de récurrences de sédimentation organique diatomitique.

Il semblerait que des exemples du Miocène moyen du Golfe de Suez (Gisement à huile de Gemsah associé à d'importants gisements de soufre) montrent le rôle de l'élévation de température dans la réaction $CaSO_4 \rightarrow CaCO_3$ pour la maturation des matières organiques peu enfouies (A. Maurin, communication orale).

4.3. — Phénomènes de dissolution : les « rauhwackes ».

Richter-Bernburg (1973) a décrit avec précision ces phénomènes fréquents de dissolution sélective de minéraux évaporitiques (gypse ou minéraux fortement solubles) qui engendrent des roches d'aspect et de texture très différentes, désignées par le terme de rauhwackes : calcaires ou dolomies caverneuses (cargneules), brèches intraformationnelles diverses à éléments carbonatés ou gypseux (pseudoconglomérats à nodules gypseux), roches carbonatées résiduelles très fines, etc... Ces faciès sont développés dans le bassin de Caltanissetta dans l'aire centrale d'extension du terme salifère où ces phénomènes de dissolution et d'effondrements consécutifs (collapse) peuvent induire la disposition chaotique des bancs de gypse d'Eraclea Minoa ou des figures de glissements sédimentaires complexes de Santa Elisabeta (ch. II, fig. 14) et certaines structures bréchiques du calcaire de base de ce bassin.

Source : MNHN, Paris

FIG. 67. — Diagramme illustrant quelques types de modalités de dépôt et de transformation ultérieure du gypse et de l'anhydrite.

Source : MNHN, Paris

b) Halite et sels de K et Mg (fig. 68).

L'étude pétrographique et géochimique (rapport Br/Cl) a montré qu'une grande partie de la halite correspond à un dépôt sous-aquatique à partir d'une tranche d'eau originellement marine soumise à des variations cycliques de salinité (alternances halite/anhydrite). Des phénomènes de dissolution-recristallisation en présence d'eaux à concentration moins élevée sont démontrés par l'étude des rapports Br/Cl et par l'observation de rares surfaces de dissolution dont l'une est soulignée par les recristallisations de nodules polyhalitico-anhydritiques ; toutefois, ils n'exigent pas l'intervention certaine d'eaux météoriques ni même de phénomènes d'émersion.

Les structures en partie comparables caractérisent les lentilles salifères incluses dans le terme gypso-anhydritique supérieur du site 134 (Hsü *et al.*, 1973, fig. 2 et 3). Elles sont interprétées comme un dépôt sous-aquatique (trémies) soumis à des phases d'émersion (nodules d'anhydrite de diagénèse subaérienne, silt éolien, etc...). Il convient néanmoins de prendre en considération la possibilité que nous retenons pour le terme halitique inférieur. Une origine marine est également proposée pour le sel du site 374 tandis que dans le site 376, un recyclage serait envisagé (Kuehn et Hsü, 1978).

Une origine par précipitation directe à partir d'une tranche d'eau marine est envisagée pour la kainite de Sicile comme pour celle du terme supérieur du site 374 (Kuehn et Hsü, 1978).

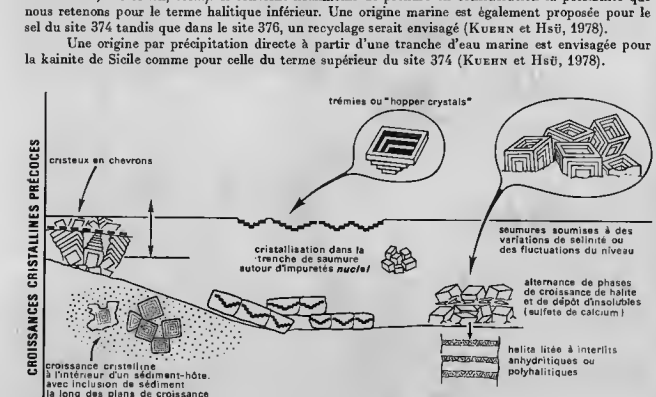


Fig. 68. — Diagramme illustrant quelques modalités de dépôt et de transformation ultérieure de la halite. L'interprétation de la formation des trémies ou des cristaux en chevrons est due à Shearman, (1970, 1978).

Source : MNHN, Paris

11) *La signification du contenu biologique.*

a) La signification générale des organismes.

Les milieux évaporitiques, milieux résiduels d'une grande sensibilité de réaction à l'égard de modifications même faibles de l'environnement, sont caractérisés par des variations rapides et de grande amplitude : de la *salinité*, de la *profondeur* (allant jusqu'à des émersions périodiques) et de la *température* (des températures de 50° sont connues à Solar Lake, Sinaï ; Krumbein et Cohen, 1977). Cette rigueur extrême des conditions de milieu se traduit par la disparition d'une grande partie des organismes et la survivance des plus résistants qui sont précisément les organismes euryhalins que l'on retrouvera depuis les milieux steno- à oligohalins jusqu'à une gamme de salinité atteignant 80 ‰ ; il en résulte bien sûr au niveau des reconstitutions un risque constant de confusion entre des milieux aussi extrêmes. Au-delà d'une salinité très élevée (environ 120 ‰), seuls les organismes inférieurs (cyanophycées et bactéries) capables de résister aux pressions osmotiques très fortes (Monty, 1980) vont coloniser ces milieux dès lors dépourvus de concurrence écologique et cela jusqu'à la saturation en $CaSO_4$ ou même en NaCl pour les bactéries halophiles. Il est évident (sauf conditions particulières) qu'après oxydation de la matière organique, les sédiments fossiles ne conserveront que peu de traces des structures organiques originelles si elles ne sont pas protégées par une minéralisation interne (stromatolithes calcifiés) ou par inclusion rapide dans une masse cristalline protectrice comme les stromatolithes piégés dans le gypse (ch. IV).

Au Messinien, la fréquence des vestiges algaires préservés témoigne de l'importance considérable de ces peuplements : 1) avant la phase évaporitique : stromatolithes et laminites cryptalgaires calcaires de Crète, de Chypre (ce travail ; également observés dans le Piémont par Sturani, 1978), 2) pendant le dépôt du gypse : stromatolithes et laminites cryptalgaires gypsifiés du Chélif, de Zakynthos, d'Héraklion, de Polemi, de Psematismenos (ce travail ; également reconnus à Ciminna par Lo Cicero et Catalano, 1978 et dans les Apennins par Vai et Ricci-Lucchi, 1977) ou stromatolithes calcaires (Benejuzar, Carboneras, Espagne ; bordure des Apennins, etc...), 3) à la fin de l'épisode évaporitique (Santa Pola, ch. III ; Djebel Murdjadjo, ch. III ; El Gbomri, ch. III).

Dès la base des évaporites apparaissent des associations de Lamellibranches à *Cardium* (Roucby et Freneix, 1979) en Espagne et dans les intercalations intraévaporitiques.

Les populations de micro-organismes sont peu diversifiées et souvent de taille réduite : *Ammonia beccarii* et *Cyprideis* sont fréquents, souvent associés à des formes benthiques de milieu peu profond (Miliolidés, Nonionidés, Pénéroplidés, Cibicidés, etc...). Parmi les planctoniques, notons fréquemment des formes naines de *G. quinqueloba* et de *G. multiloba*. Dans le nanoplancton, l'association à *Reticulofenestra* sp., *Sphenolithus abies* et *Cyclococcolithus leptoporus* devient fréquente ; le premier d'entre eux est rencontré à l'intérieur du gypse balatino (Ch. II) où il survit probablement à des salures élevées. Les diatomées présentent toujours l'association de formes marines encore dominantes (formes pélagiques à benthiques ou épiphytes) et de formes saumâtres ou d'eau douce. L'ensemble de ces caractères indique des milieux de profondeur faible, soumis à des fluctuations importantes de salinité.

b) Le rétablissement des conditions marines franches et la cyclicité des dépôts évaporitiques.

1. — Au niveau des termes gypso-anhydritiques.

Elles sont attestées par le retour fréquent de populations plus diversifiées dans les intercalations marneuses du terme supérieur de Caltanissetta, dans les calcaires situés latéralement aux évaporites en Espagne (Montenat *et al.*, 1981 ; observations personnelles) et dans les diatomites intra-évaporitiques de Chypre (ch. IV). Elles sont observables indifféremment en Méditerranée occidentale et orientale.

2. — Au niveau du terme salifère.

La microfaune diversifiée, présente dans l'intercalation marneuse du sel de Sicile (Siculiana), atteste bien un milieu marin à salinité normale dont la profondeur pourrait être au moins égale à une

Source : MNHN, Paris

centaine de mètres (ch. II) ; toutefois, la présence locale de sédiments biocalcaires à « pellets » fécaux associés à des foraminifères dans le sel (Cattolica 5, à la base du terme salifère) tendrait à indiquer qu'à l'initiation du processus, la profondeur devait être relativement faible. Une microfaune marine est également citée entre deux bancs de sel par Cita (1974).

3. — L'intensification progressive de la dessalure dans le terme gypseux supérieur et le passage à l'épisode postévaporitique.

Aux conditions marines qui persistent dans certaines intercalations marneuses de Sicile, s'ajoutent les indications d'une dessalure croissante vers le sommet. Elles se marquent par l'apparition de faunes et de flores caractéristiques de milieux saumâtres : diatomées d'affinités saumâtres de Porto-Empedocle (Sicile), de Kallepia (Chypre), faune à *Limnocardium*, *Melanopsis*, Congéries et *Cyprideis*, etc... Le même phénomène s'observe au niveau des bassins actuellement profonds : Schrader et Gersonde (1978) ont signalé des flores oligohalines entre les bancs évaporitiques supérieurs des sondages 124 et 374.

Si l'on excepte les influences marines épisodiques, la similitude entre le contenu faunistique de cette série et celui des niveaux saumâtres ou laguno-lacustres postévaporitiques (« lac-mer ») des auteurs) est indéniable ; celui-ci apparaît dans tous les bassins examinés : niveaux laguno-lacustres de Polemi, de Pissouri, Arenazzolo de Sicile, Colombacci d'Italie péninsulaire (Casati *et al.*, 1978), marnes dolomitiques rencontrées dans plusieurs sondages D.S.D.P., etc...

En outre, les apports détritiques témoins d'une reprise de l'érosion qui deviennent prépondérants à certains niveaux (Murcie, Arenazzolo de Sicile, conglomérats de Pissouri, etc...) sont déjà annoncés dans plusieurs coupes entre des intercalations gypseuses supérieures (El Ghomri en Algérie, Murcie, etc.). Ceci nous amène à la conclusion que la phase terminale de dessalure n'est pas un phénomène drastique mais l'aboutissement logique d'un processus d'intensification des influences saumâtres au cours du terme évaporitique supérieur. Il n'est pas impossible d'envisager ici un diachronisme entre certains termes supraévaporitiques épais et la partie supérieure de certaines formations évaporitiques. A titre d'hypothèse de travail, on peut supposer que le terme gypseux supérieur de Polemi pourrait être l'équivalent des conglomérats postévaporitiques de Pissouri (voir chap. IV).

III) *Les données géochimiques.*

Les études isotopiques réalisées sur le matériel recueilli pendant ce travail ont révélé (Rouchy et Pierre, 1979) la filiation marine des sulfates, mais également l'intégration de fortes proportions d'eaux météoriques dans le réseau (voir aussi, Pierre, 1973 ; Pierre et Fontes, 1978 ; Longinelli, 1979) et le rôle souvent important des recyclages par voie bactérienne (voir aussi Pierre et Fontes, 1978 ; Mac Kenzie *et al.*, 1979). *A mon sens, cette intégration d'eaux météoriques en proportion variable selon le cas n'est pas incompatible avec une origine marine des sulfates, la salinité des milieux résiduels évaporitiques étant très dépendante des fluctuations des apports locaux d'eaux continentales* (voir ci-dessous).

Dans le bassin de Grenade, les teneurs en ^{34}S et en ^{18}O voisines de celle du Keuper et l'absence d'indices de milieux marins conduisent à admettre une évolution précoce vers un régime endoréique et le recyclage de sels anciens et cela, malgré l'épaisseur considérable de la formation. Il n'est pas impossible que d'autres formations totalement dépourvues de vestiges marins, dans des zones riches en évaporites triasiques, aient une origine comparable (Guercif au Maroc, Tunisie et certains bassins distaux d'Algérie septentrionale). Ces évaporites possèdent des faciès cristallins similaires à ceux développés à partir de milieux marins attestant leur absence de signification quant à l'origine des sels.

B. — Les enseignements d'un agencement de faciès

La plupart des grands ensembles (algéro-baléare, ionien ou du Levant) et le bassin de Caltanissetta sont caractérisés globalement par une répartition concentrique des sels par ordre de solubilité

Source : MNHN, Paris

croissante depuis la périphérie (sulfate de Ca) jusqu'au centre du bassin (halite et sels de K et Mg). Dans ce schéma, applicable aux bassins actuellement émergés (malgré l'absence de halite), les carbonates organogènes ou biodétritiques constituent l'auréole la plus externe. Ce dispositif a été synthétisé à l'extrême par Hsü *et al.* (1973a) dans le modèle de « bull's eye pattern » proposé pour illustrer une séquence d'assèchement progressif d'une tranche d'eau marine. Des erreurs caractérisent néanmoins ce schéma, erreurs sur lesquelles Busson (1979) a attiré l'attention : notamment l'impossibilité génétique d'une prolongation isopaque de chacune des couches sur l'ensemble du bassin. L'observation des relations géométriques entre les différents corps sédimentaires permet de définir un dispositif de cuvette tel qu'il a été décrit par Busson (1978) avec les notions très importantes de disposition concentrique et altimétrique des sels, et de préciser les étapes et les modalités de la ségrégation des masses évaporitiques.

1) *Relations spatio-temporelles des corps salins : le piège morphologique et structural.*

La séquence évaporitique comporte deux termes principaux superposés (voir chap. 11) : le terme inférieur à dominante salifère, le terme supérieur à dominante gypso-anhydritique (et marneuse) et à lentilles isolées de halite ; si l'homogénéité du terme inférieur paraît plausible en Méditerranée occidentale (voir également bassin de Caltanissetta) bien que d'éventuelles récurrences peu épaisses d'insolubles puissent échapper à l'investigation sismique (zone sourde), plusieurs séquences pourraient exister en Méditerranée orientale (Finetti et Morelli, 1972). Quelle relation existe-t-il entre cette succession caractéristique des zones centrales du bassin et aussi du bassin de Caltanissetta (fig. 5) et les formations marginales, d'épaisseur réduite, exclusivement gypso-anhydritiques (voir différents bassins examinés dans ce travail, sites 372, 375, formation Mavquim de la plaine israélienne, formation Rosetta du paléodelta du Nil, etc...) ? Celles-ci sont-elles l'équivalent du seul terme supérieur, de l'ensemble des formations épaisses ou constituent-elles des « niveaux intermédiaires » indépendants ? Une corrélation peut être avancée à partir des successions litbologiques :

1) certaines formations comportent deux termes superposés (bassins de Cimínna en Sicile et de Polemí à Chypre) dont un terme inférieur massif et un terme supérieur composé d'alternances marno-gypseuses ; il pourrait s'agir là de successions identiques à celles des bassins actuellement profonds ou du bassin de Caltanissetta mais qui seraient dépourvues de terme salifère massif, sauf si l'on admet que la brèche intermédiaire entre les deux termes de Polemi (ch. IV) est un sédiment résiduel provenant de la dissolution de niveaux salifères ; cette hypothèse, que l'on ne peut écarter totalement, n'a toutefois pas été retenue dans l'état actuel des recherches ;

2) d'autres ne sont composées que par un ensemble gypseux massif comparable au terme inférieur de Caltanissetta ou de Polemi (Héraklion-Nord, Pissouri, Psematismenos) ; cette assimilation qui est confortée par la présence d'un horizon bréchique terminal (équivalent possible de la brèche intermédiaire) doit être envisagée avec prudence ;

3) fréquemment, est observée une alternance marno-gypseuse (Chélif, Murcie, Carboneras, etc.) qui évoque le temps supérieur des successions complètes. Là encore, rien n'indique que le ou les bancs de base ne représentent pas un équivalent du terme inférieur des autres bassins.

Compte tenu en particulier de la diversité du dispositif paléogéographique, des caractéristiques structurales régionales qui ont pu interrompre le dépôt des évaporites à des périodes différentes et surtout du diachronisme de ce type de sédimentation (voir ci-dessous), il convient d'émettre des réserves quant à la valeur de ces comparaisons.

a) 1^er^ élément : la signification d'une différenciation verticale.

Le trait fondamental est l'individualisation de deux grands ensembles caractérisés par une extension géographique différente et par une inversion de la composition globale des corps évaporitiques : un ensemble inférieur comportant, outre le terme gypso-anhydritique inférieur, le sel massif et un ensemble supérieur marqué par une sédimentation alternante marno-gypseuse et une réduction

Source : MNHN, Paris

volumétrique du sel gemme ; celui-ci est néanmoins encore présent de manière plus discontinue dans les zones à vocation subsidente de Méditerranée occidentale et parfois avec une épaisseur et une extension importante en Méditerranée orientale (dépression algéro-baléare : site 134 ; dépression ionienne : site 374 ; et Antalya : site 376, etc.) ; sous réserve de vérification par des corrélations futures, on peut leur associer les lentilles isolées de Toscane ou de la Mésaorée. Comme cela a été montré dans le chap. II, le terme supérieur dépasse nettement les limites d'extension de l'ensemble inférieur pour venir dans certains cas reposer en position marginale sur une topographie d'érosion. Notons que ce dispositif n'est pas particulier à la Méditerranée messinienne, puisqu'il se retrouve également dans les évaporites du Golfe de Suez. Le contact entre les deux ensembles est souvent marqué par une discontinuité ; discordance angulaire en Sicile que j'ai interprétée comme résultant de phénomènes de « collapse » liés à des processus de migration ou de dissolution d'intercalations salifères (ch. II) peut-être favorisées par des déformations tectoniques (discordance angulaire en Calabre, brèche de Polemi). L'absence de discordance angulaire au niveau des bassins salifères des plaines abyssales accrédite bien l'hypothèse formulée ci-dessus d'une relation avec des phénomènes localisés de « collapse ».

Plusieurs faits peuvent être dégagés :

1) l'éventualité d'une réorganisation structurale après l'épisode évaporitique inférieur ;

2) le comblement définitif des dépressions résiduelles par la sédimentation salifère donnant une nappe d'eau plus étale et isopaque.

Très souvent, ce sont néanmoins les mêmes zones qui ont continué à fonctionner en zone subsidente (dépression algéro-provençale, ionienne et d'Antalya, etc...) ; la tendance subsidente de l'aire centrale de Caltanissetta dans laquelle s'est déposé le sel se manifeste encore entre chaque banc gypseux du terme supérieur par un épais remplissage marneux. D'autre part, la simple évaporation d'une tranche d'eau marine aurait alors dû entraîner à chaque cycle de ce terme supérieur le dépôt d'une épaisse masse halitique (rapport théorique des épaisseurs $CaSO_4$/NaCl voisin de 1/20). Il est indispensable d'envisager l'intervention d'autres facteurs (voir intensification des processus de dessalure), notamment climatiques (paragraphe suivant).

b) 2e élément : le contrôle morphologique et structural.

Même si la coïncidence actuelle entre extension du sel massif et contours des plaines abyssales est localement imparfaite (obliquité dans certains bassins orientaux, fig. 3 ; halite dans les bassins émergés) ou accentuée par une rétractation liée à l'halocinèse (ch. II), le contrôle de la sédimentation salifère au niveau des parties les plus déprimées du dispositif paléogéographique est évidente : cuvettes préfigurant les actuelles plaines abyssales et dépression septentrionale du bassin de Caltanissetta. La profondeur dans le bassin de Caltanissetta étant voisine d'une centaine de mètres pendant une interphase marine, la *nécessité d'une subsidence active assurant la pérennité du piège morphologique* pendant toute *la durée de l'épisode et même postérieurement* (remplissage épais par les marnes de base de chaque séquence) doit être envisagée. Le piégeage des fortes épaisseurs d'évaporites dans les parties à vocation subsidente de chaque bassin est constaté dans tous les exemples messiniens (Rouchy, 1976b) et d'ailleurs dans beaucoup de bassins évaporitiques de l'échelle stratigraphique.

c) 3e élément : le diachronisme de la sédimentation évaporitique.

Il se marque à différentes échelles :

1. — A l'échelle régionale.

La répartition des corps évaporitiques et les différentes étapes du confinement révèlent une migration au cours du temps de la sédimentation évaporitique, depuis les parties marginales vers le centre du domaine : le gypse notamment est de plus en plus récent lorsque l'on va vers le centre : isolement précoce finitortonien des dépressions endoréiques (Grenade, Guercif), finitortonien à Messi-

Source : MNHN, Paris

nien dans les bassins distaux d'Espagne méridionale ; Messinien dans les bassins proximaux à formation évaporitique réduite, etc.

2. — A l'échelle d'un bassin.

Il se manifeste de trois manières :

2.1. — l'intercalation de phases évaporitiques pendant la sédimentation des laminites, considérées comme étant préévaporitiques, sous forme de bancs de gypses (Lorca, fig. 25) ou de bancs calcaires provenant d'une réduction de sulfates (Caltanissetta) ou bien la présence des mêmes laminites à l'intérieur même du gypse massif ;

2.2. — l'indication d'une précipitation plus précoce sur les marges du bassin qu'au centre : remaniements de galets gypseux dans les calcaires préévaporitiques (Polemi, Chypre) ;

2.3. — la ségrégation latérale des sels dans le terme inférieur sicilien : l'aire de précipitation du gypse débute sur la plateforme, puis migre vers le centre pour engendrer des concentrations massives à la périphérie de la dépression septentrionale qui demeure en état de vacuité pour recevoir ultérieurement les masses de halite.

3. — A l'échelle d'un banc.

Sans que l'on puisse acquérir une certitude, l'ensemble de ces caractères et l'examen de sites actuels (pl. 18, D) incitent à étendre au gypse primaire (sélénite ou autre) sous-aquatique, la notion de sédimentation diachrone déjà décrite pour le gypse nodulaire dans les platiers supralittoraux du Golfe Persique ; malgré une continuité apparente, *certains bancs de gypse pourraient être plus récents au centre que sur les marges du bassin.*

d) 4e élément : l'étagement du bassin, migration et accumulation des saumures.

Il découle logiquement de ces faits l'existence d'un étagement topographique dans le bassin permettant des migrations de saumures depuis les zones marginales vers les parties les plus déprimées du système (collectrices des saumures ultimes). Ceci exclut de considérer certains bassins marins périphériques (Chélif, Polemi, Héraklion, etc...) comme de *simples dépressions intermédiaires isolées et soumises à un régime indépendant au cours de la phase de dépôt dans les parties centrales* ; si tel était le cas, toute phase d'évaporation complète d'une tranche d'eau marine eût exigé le dépôt d'une masse de halite dont l'absence suggère une migration des saumures ultimes vers les parties plus basses du dispositif.

Avant que ne débute la sédimentation salifère au centre des bassins, la concentration de la tranche d'eau et son retrait permettaient donc le dépôt de sulfates dans toute une auréole périphérique ; il est actuellement souvent difficile de la différencier du terme supérieur.

II) *Le bilan hydrologique.*

Toutes les études paléoécologiques, minéralogiques (paragénèses marines) et géochimiques (rapports isotopiques de S et de O, rapport Br/Cl) *démontrent qu'à l'exception de dépressions endoréiques marginales, les dépôts observés, que ce soit en Méditerranée occidentale ou orientale, sont d'origine marine* même si l'influence des eaux météoriques est localement importante et globalement croissante vers le sommet de la formation. Aucune observation ne se dégage en faveur d'une alimentation exclusivement d'origine fluviatile des dépressions orientales.

a) La nécessité d'une alimentation quasi permanente du bassin.

Le *volume* de sel déposé (1 à $1{,}2.10^6$ km³ par défaut) et son *épaisseur* localement considérable (plus de 2 500 mètres en Méditerranée orientale) *sont difficilement compatibles avec une succession de*

Source : MNHN, Paris

cycles alimentation-dessiccation complète comme l'ont envisagé plusieurs auteurs ; ceci est en désaccord avec un certain nombre de faits : 1) l'évaporation d'une colonne d'eau marine de 1 500 mètres d'épaisseur ne déposerait guère que 20 mètres de halite, 2) les épaisseurs observées exigeraient même dans l'hypothèse extrême et non retenue dans ce travail d'une profondeur initiale de plusieurs milliers de mètres, au moins 20 cycles en Méditerranée occidentale et plus de 50 pour la partie orientale, 3) de tels mécanismes se traduiraient inévitablement par des superpositions de séquences régulièrement empilées, séparées par des sédiments marins (marnes, etc...) et présentant d'importantes discontinuités sédimentologiques (dissolution, érosion) que les observations réalisées n'ont pas permis de mettre en évidence de manière régulière.

Une alimentation quasi continue en eau marine (sans exclure la possibilité d'interruptions temporaires) a dû assurer un apport de sel dans la totalité du bassin jusqu'en Méditerranée orientale où l'épaisseur considérable de la halite pourrait s'expliquer par un culot d'accumulation de saumures déjà concentrées au cours de leur transit dans le bassin occidental, en admettant *a priori* que toute alimentation avait cessé par la partie orientale (voir ci-après).

b) Les éventuelles contributions non marines.

Elles peuvent être de trois ordres : *a*) arrivée d'eaux saumâtres d'origine paratéthysienne ; *b*) apport fluviatile et *c*) partiellement dépendant de (*b*), recyclage de sels plus anciens : Trias principalement et très accessoirement Oligocène. Ces trois types d'apports sont, bien sûr, impossibles à chiffrer sauf à prendre comme base de calcul les valeurs actuelles, lesquelles à mon sens, ne peuvent s'appliquer directement au Messinien (profondeur du bassin plus faible, régime hydrologique différent, etc...).

Le premier type ne pouvait être que réduit si l'on admet que la Mer Noire amorçait à cette époque une tendance à l'assèchement (Hsü, 1978). Tenter d'évaluer le second sur la base des données actuelles (514 km³/an selon Tixeront, 1978) serait irréaliste ; ainsi Hsü *et al.* (1973) considèrent qu'un apport de 230 km³/an contenant 0,5 g/l de sels dissous pendant 2.10^6 années équivaudrait à 100 mètres d'épaisseur de sel sur la totalité du bassin. Ce calcul ne tient pas compte de la masse volumique du sel et surestime considérablement les teneurs habituelles en sels dissous d'une part et la durée de l'épisode évaporitique d'autre part. Après correction, l'épaisseur de sel déposée serait réduite à une valeur négligeable. En outre, les paragenèses minérales engendrées seraient nécessairement très différentes.

A l'opposé, l'extension des évaporites triasiques est considérable sur toute la périphérie immédiate du domaine (Gill, 1965) ; sous forme de diapir ou non, elles arrivent à l'affleurement dans un certain nombre de régions parmi lesquelles nous citerons plus particulièrement la région bétique, l'Afrique du Nord (du Maroc à la Tunisie), la bordure Nord-Est du bassin ionien, etc... Leur rôle semble avoir été déterminant dans certaines dépressions endoréiques comme nous l'avons proposé (Rouchy et Pierre, 1979) pour le bassin de Grenade ; il n'est pas impossible également qu'elles soient à l'origine du dépôt d'autres formations dans les bassins périphériques (voir *supra*). Toutefois, il est probable que, bien que difficile à évaluer, sa contribution ait été réduite, voire négligeable, dans le cas des bassins centraux.

c) Les variations des composantes d'un bilan.

En première approximation, le bilan en sel d'un bassin dépend de la différence entre les pertes d'eaux par évaporation (E), les gains par les précipitations et les apports fluviatiles (P) et ceux provenant de l'océan qui sont la différence entre le volume d'eau entrant Vo et éventuellement le volume sortant Vm. Le bilan de la Méditerranée actuelle, qui est un bassin de concentration (E > P), est équilibré par un apport d'eaux océaniques. Sans entrer dans le détail des mécanismes, il est aisé de concevoir que les conditions évaporitiques ne peuvent se développer que si le bilan devient fortement déficitaire, c'est-à-dire si E est nettement supérieur à P+ (Vo-Vm). Le déséquilibre peut être obtenu par le jeu de deux types de facteurs. Les premiers gouvernent le volume des entrées d'eaux océaniques qui doit devenir insuffisant pour compenser le déficit du bilan en eau du bassin ; ils sont d'ordre morphologique (restriction des dimensions des zones d'alimentation notamment, diminution impor-

Source : MNHN, Paris

tante de la profondeur) et commandés principalement par la tectonique ou par l'eustatisme ; les seconds sont d'ordre climatique : nécessité d'une certaine aridité qui provoque simultanément l'intensification de l'évaporation et la réduction des apports d'eau douce. Des essais de modélisation à partir des caractères actuels de la Méditerranée (JAUZEIN, communication orale) montrent qu'une réduction importante du débit du détroit de Gibraltar à la suite d'une réduction de profondeur, permettrait l'installation de conditions évaporitiques allant même jusqu'au dépôt du sel gemme si la « fermeture » était assez rigoureuse et cela sans interrompre totalement le flux entrant. Pour cela, les caractères d'aridité du climat méditerranéen actuel sont suffisants et le degré de concentration serait alors dépendant du débit de la « source océanique ». Des modalités différentes de transfert dans ces zones sont possibles : un transfert à un seul sens qui, par suite de l'abaissement temporaire du plan d'eau dans le bassin, conduirait à l'établissement d'un « fleuve » (ou plusieurs) d'eaux océaniques, selon la morphologie des détroits ; un transfert à double sens qui exige une profondeur très faible de la zone d'alimentation mais qui peut être indépendant de la largeur. A l'opposé, la Mer Noire, malgré des conditions d'isolement drastique, possède un bilan en eau excédentaire, du fait en particulier des apports d'eau douce abondants qui s'y déversent par les fleuves et elle est soumise, de ce fait, à des conditions saumâtres et à une stratification du corps d'eau.

Le cas de la Méditerranée actuelle, mais aussi miocène, est compliqué par la diversité paléogéographique et l'existence de plusieurs bassins successifs qui peuvent posséder des caractéristiques différentes. Ainsi, en Méditerranée orientale, on note la conjonction d'un isolement morphologique accentué et d'un déficit en eau supérieur à celui du domaine occidental. Des différences importantes au niveau de la composition des corps salins peuvent alors en résulter ; celles-ci illustrent en outre les difficultés de corrélation entre les différents bassins.

La permanence des apports marins dans l'ensemble du domaine au Messinien, la preuve d'un abaissement au moins épisodique du plan d'eau, incite à concevoir la persistance d'apports extrêmements réduits par un seuil de profondeur très faible. De telles modalités impliquent des conditions de transfert très instables, et par conséquent variables, qui peuvent expliquer certaines des différences observées ; toutefois, l'importance prise localement par les phénomènes de dessalure, semble indiquer le rôle prédominant des facteurs climatiques qui, à alimentation continue en eaux marines, vont influer sur les quantités d'eau douce et sur l'intensité de l'évaporation.

Il est vraisemblable que le dispositif a fonctionné plusieurs fois par le jeu d'une subsidence différentielle active assurant le maintien de cette différenciation paléogéographique et du piège morphologique.

1. — L'inversion de composition entre les termes inférieur et supérieur.

La balite, très développée et massive dans la partie inférieure de la série, devient subordonnée dans le terme supérieur dans lequel elle apparaît sous forme de corps lenticulaires et discontinus sauf en Méditerranée orientale où ceux-ci présentent un grand développement. Plusieurs hypothèses peuvent être envisagées pour rendre compte de cette différenciation :

1) avec des conditions climatiques stables, deux cas peuvent intervenir : une variation du volume des apports d'eaux océaniques qui, devenant plus importants, empêchent que le milieu atteigne une concentration suffisante pour précipiter massivement la balite ; le rétablissement d'un système d'échanges à double sens qui permet le retour à l'océan des saumures les plus denses ;

2) avec des conditions d'isolement morphologique extrêmement rigoureux, des fluctuations climatiques peuvent provoquer des inversions du bilan hydrologique du bassin expliquant les variations observées.

Dans la première hypothèse, le rétablissement généralisé des conditions marines franches devrait caractériser l'ensemble des intercalations marneuses ; même si cela est le cas à la base du terme supérieur de Caltanissetta, la caractéristique principale de ce terme supérieur semble être, en général, une augmentation progressive des phénomènes de dessalure (voir ci-dessous) lorsque l'on s'élève dans la série et cela, pour aboutir aux milieux laguno-lacustres sommitaux même si les indices de milieu marin persistent. Ceci est donc incompatible avec de simples variations du volume des transferts d'eau

Source : MNHN, Paris

océanique ou avec des phases successives d'alimentation et d'assèchement : inversion du rapport sel gemme/gypse, dessalures, absence d'indices d'assèchement en fin de séquence.

Même si de telles variations rendues possibles par l'instabilité des conditions au niveau des zones d'alimentation ont pu intervenir, c'est en grande partie les fluctuations climatiques qui peuvent rendre compte de ce phénomène : phase d'aridité plus soutenue au niveau du terme salifère, régime d'alternances au niveau du terme supérieur s'inscrivant d'ailleurs dans un processus plus progressif d'évolution vers une intensification des précipitations jusqu'au terme postévaporitique.

2. — La cyclicité du terme gypso-anhydritique supérieur et l'intensification des phénomènes de dessalure.

Les deux éléments sont interdépendants. Les indices de dessalure globalement croissants s'ajoutent ou se substituent en proportion variable aux conditions marines qui, localement, peuvent demeurer très largement dominantes (Caltanissetta) ; en de nombreux points, ils sont associés à une reprise des apports détritiques. Ces phénomènes alternent de manière cyclique avec des phases de dépôt évaporitique dont le nombre de 6, fréquemment observé, semble bien indiquer une dépendance à l'égard de phénomènes généraux répétitifs que l'on peut attribuer à des fluctuations climatiques. Les périodes arides qui les provoquent ne sont plus qu'épisodiques dans un processus d'évolution vers un régime plus humide. L'importance relative des conditions marines ou saumâtres dans les intercalations marneuses, sera fonction des caractères propres de chaque bassin (épaisseur du corps d'eau, proximité ou éloignement des zones d'alimentation, drainage, etc...) et d'un effet de bilan complexe ; ainsi, dans la séquence d'évolution vers les conditions évaporitiques en Sicile par exemple, les indications de dessalure apparaîtront plus nettement vers la base des évaporites, lorsque les milieux résiduels moins étendus et moins profonds deviendront très sensibles à la dilution, même si l'intensité des précipitations régresse ; à l'inverse, les conditions marines persisteront à la base tant que le corps d'eau sera suffisamment important et stable pour absorber sans changement notable des apports continentaux plus importants.

3. — Les conditions laguno-lacustres terminales.

La généralisation des conditions laguno-lacustres (« lac-mer » des auteurs) ainsi que l'accroissement des processus d'érosion et des apports terrigènes (voir précédemment) ne correspondent pas à un événement brutal mais représentent l'aboutissement logique des phénomènes décrits précédemment qui tendent à privilégier les apports continentaux au détriment des influences marines, les épisodes d'aridité disparaissant ou devenant insuffisants pour permettre le dépôt d'évaporites ; *le début* de l'épisode *ne peut être que diachrone* et dépendant des conditions physiographiques propres de chaque bassin (morphologie, tectonique, drainage, etc...). Il est probable que les sédiments caractéristiques du « lac-mer » de certains bassins représentent l'équivalent de la partie supérieure des évaporites d'autres bassins (évaporites de Polemi et terme supraévaporitique de Pissouri à Chypre notamment).

4. — Le cas particulier de la Méditerranée orientale.

Au Messinien comme à l'heure actuelle, la Méditerranée orientale paraît avoir bénéficié d'une position privilégiée pour que se développent des conditions évaporitiques plus continues et plus efficaces : isolement morphologique, conditions climatiques plus chaudes dont témoignent les caractères faunistiques et minéralogiques, possibilité de conditions d'aridité supérieures sur toute la périphérie méridionale, position en fin de circuit des eaux marines issues de Gibraltar (sous réserve que les communications par l'extrémité orientale soient coupées). Il en découle un confinement précoce, des conditions d'évaporation plus efficaces qui peuvent expliquer en partie la différence de composition au niveau du terme supérieur (halite/gypse) et un apport d'eaux marines déjà préconcentrées au cours de leur transit dans la partie occidentale. C'est précisément dans cette partie que se situent les plus fortes accumulations d'évaporites et que devraient, selon toute logique, se localiser les plus grandes concentrations de sels potassiques et magnésiens. La présence des sels ultimes dans le terme supérieur mise en évidence dans le site 374, semble bien en accord avec cette hypothèse. Une plus grande efficacité du piège morphologique n'est pas à exclure également.

Source : MNHN, Paris

IV. — LA SIGNIFICATION DE LA PHASE ARGILEUSE

La caractéristique principale de la sédimentation argileuse messinienne est l'abondance des smectites qui a déjà été signalée par Chamley *et al.* (1977, 1978), Mélières *et al.* (1978) et Chamley et Robert (1981). Néanmoins, l'étude détaillée, dans des secteurs géographiques et paléogéographiques différents, de successions continues, permet de mettre en évidence un certain nombre d'aspects particuliers.

A. — La composition du cortège minéralogique

1) *La caractéristique principale : les smectites.*

Les smectites, principalement dioctaédriques (raie (0,60) ≃ 1,49-1,50 Å), sont présentes dans presque toutes les coupes étudiées depuis la base de la formation préévaporitique à laminites jusqu'à la base du Pliocène, avec des proportions variables pouvant atteindre 100 % du matériel argileux total. Quelques échantillons de sédiments du même âge prélevés dans la coupe de Sidi Harazem (près de Fez, couloir sud rifain) montrent également la prédominance de ce minéral hors du « bassin méditerranéen » au Messinien. Les études confirment en effet les observations de Chamley et Robert (1981) qui indiquent un enrichissement en smectites par rapport aux sédiments tortoniens ou plus anciens où dominent d'autres minéraux ; c'est le cas des coupes du Djebel Tadjahmoumat (fig. 43), etc... La modification rapide du cortège argileux au début du Pliocène est également constatée dans plusieurs coupes, toutefois une modification progressive des caractères est décelée au niveau de la coupe de Zakynthos (fig. 34).

II) *La dépendance à l'égard du contexte géologique régional.*

Outre les smectites, le cortège argileux des sédiments messiniens d'Algérie (Chélif, fig. 29) et de Murcie (Espagne) comporte essentiellement une association à illite dominante, kaolinite et chlorite subordonnée (fig. 69, 2 et 3) ; cette dernière est nettement mieux représentée dans le bassin de Lorca où la kaolinite est rare. Par contre, la chlorite apparaît en proportions notables dans les bassins où la sédimentation terrigène est importante (Zakynthos, fig. 34 ; Kastelli-Hania en Crète, tandis qu'à Chypre (Polemi-Psematismenos), les smectites sont très largement dominantes (fig. 43, 49) et associées à des quantités plus faibles d'attapulgite, d'illite et de kaolinite (la proportion des deux dernières étant grossièrement décroissante vers le sommet). Des cortèges argileux identiques à ceux observés à terre se retrouvent dans les sondages D.S.D.P. voisins (Chamley *et al.*, 1978) : correspondance entre site 374 et Zakynthos, sites 375-376 et Polemi, etc....

III) *Les variations contrôlées par la nature des sédiments.*

a) Dans les alternances marnes-diatomites ou laminites.

Dans les laminites diatomitiques et les diatomites de Méditerranée occidentale (coupes de Lorca, fig. 23 b ; coupes du Chélif, fig. 29), les smectites (smectite 2) se caractérisent par une très mauvaise définition du pic à 16-18 Å après traitement à l'éthylène-glycol ; ce pic mal défini, tend à s'étaler parfois jusqu'à 10 Å, englobant alors le pic de l'illite (fig. 69, 6-9) ; on note également la présence d'interstratifiés irréguliers illite-smectite.

Trois causes au moins peuvent expliquer l'allure de ces diffractogrammes : 1) mauvaise sédimentation sur la lame de préparation, 2) altération des particules argileuses lors du traitement, 3) mau-

Source : MNHN, Paris

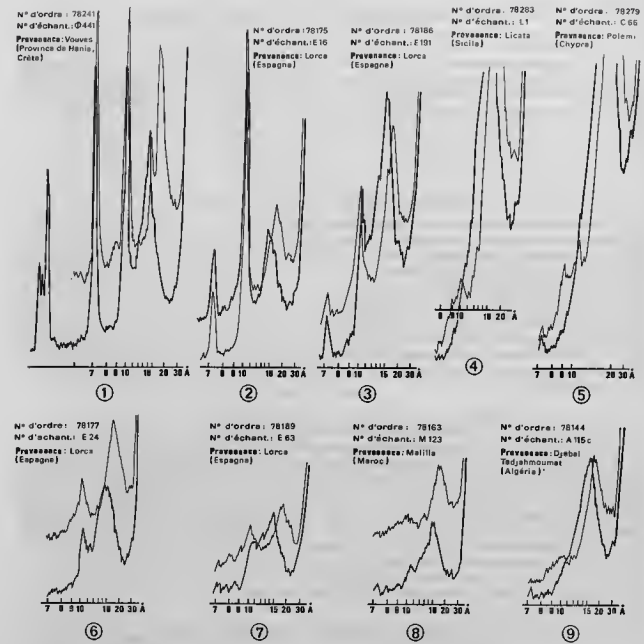


FIG. 69. — Illustration de quelques types de cortèges argileux à partir de diagrammes de pâtes orientées (fraction $< 2\ \mu m$) ; en trait épais : diagramme normal ; en trait fin : après traitement à l'éthylène-glycol.

Source : MNHN, Paris

vais agencement structural des feuillets de smectites. Un examen en microscopie électronique à transmission, réalisé par D. Badaut a montré qu'il s'agissait de mélanges polyminéraux complexes, difficilement identifiables par microdiffraction électronique et associés à du matériel amorphe ou des phyllites en voie d'amorphisation sur le pourtour.

Il faut donc différencier ce matériel qualifié de smectites 2, des smectites monominérales classiques (smectites 1). Cette smectite 2 qui est constante dans les diatomites de type II de Méditerranée occidentale (Lorca, Chélif), apparaît plus rarement dans les diatomites (type I) de Sidi Hadj Youssef au Maroc ou dans les bassins de Méditerranée orientale. D'une manière très générale, elle caractérise les sédiments finement lamines, qui montrent une disparition corrélative de la chlorite (fig. 69, etc...).

Dans les sédiments marneux intercalaires, les smectites sont presque toujours caractéristiques et monominérales (smectites 1).

b) Dans les séries à dominante terrigène (Zakynthos par exemple).

Dans la région de Kastelli-Hania (en Crète, coupe de Vouves), la chlorite bien cristallisée apparaît en proportion importante, associée à un minéral micacé dominant et à de la smectite également bien cristallisée (fig. 69, 1). A Zakynthos où les apports terrigènes sont abondants, on note la présence de chlorite, d'un minéral gonflant entre 15 et 16 Å et plus rarement d'une véritable smectite. Ce matériel gonflant a été dénommé smectite 3, tout en sachant qu'il pourrait s'agir d'interstratifiés à séquence variable à base de feuillets de type smectite, chlorite ou vermiculite. Ce terme, utilisé pour différencier ce matériel des deux précédents, n'a pas de valeur minéralogique stricte. Les tests de différenciation dans ces populations sont longs et auraient nécessité des recherches plus fines qui dépasseraient les objectifs de ce travail à caractère plus général.

c) Le comportement du cortège argileux dans les différents stades de la séquence évaporitique.

Aucune variation assez constante pour acquérir une signification générale ne peut être observée à l'intérieur même des évaporites, qu'il s'agisse des termes gypso-anhydritique ou salifère. Certaines coupes montrent l'intensification des évolutions observées dans le terme préévaporitique comme à Chypre (augmentation de la tendance à la composition monominérale : smectite et faibles proportions d'attapulgite) tandis que d'autres montrent des compositions relativement variables.

B. — Essai d'interprétation

Le Messinien correspond bien à un épisode général à smectites. Si localement, la cause de cet enrichissement peut être recherchée dans le remaniement de formations antérieures riches en ce minéral, le fait qu'il apparaisse à la base du Messinien, de manière assez continue et dans des bassins différents, et qu'il régresse assez nettement au Pliocène inférieur, milite bien en faveur de facteurs spécifiques de cette période.

Cette prédominance des smectites dans la sédimentation messinienne est également interprétée en termes d'héritage à partir des sols mal drainés développés à la périphérie des bassins évaporitiques par suite d'une aridification qui pourrait être la conséquence de la « crise de salinité » (Chamley *et al.*, 1977, 1978 ; Chamley et Robert, 1981) ; elle se traduirait par un régime d'alternances de phases plus arides (avec saisons plus humides) permettant la formation de sols à smectites dans des milieux mal drainés et de phases plus humides permettant le transport au bassin des produits d'altération.

Trois points importants se dégagent tout d'abord : 1) cet épisode à smectite débute au moins dès la période de dépôt des diatomites I, marquée par une extension importante du domaine sédimentaire marin et encore éloignée des conditions évaporitiques, 2) elle affecte également le domaine « extra-méditerranéen » comme le bassin du Saïs au Maroc, 3) la phase évaporitique *sensu stricto* ne montre pas un accroissement important de la proportion de ce minéral. Ceci nous conduit à reprendre *l'hypothèse d'une aridification climatique* mais qui pourrait résulter *d'une évolution générale* (ch. VII) *affectant l'ensemble de la région méditerranéenne mais qui précède et selon toute vraisemblance provoque la crise*

Source : MNHN, Paris

de salinité (voir chap. VII, § III) mais ne peut en être la conséquence ; la complexité du phénomène nécessite d'envisager l'intervention de plusieurs types de facteurs selon un ordre et une importance difficiles à hiérarchiser. Ainsi, plusieurs populations de smectites ont été individualisées ; l'une d'elles, la smectite 2 est localisée préférentiellement dans les laminites, l'autre, la smectite 3, apparaît dans des bassins soumis à des décharges terrigènes plus importantes.

Pour expliquer la répartition des smectites 1 et 2, deux mécanismes peuvent être invoqués :

— une modification du cortège minéral hérité correspondant à des processus pédogénétiques différents ;

— l'intervention de certains paramètres du milieu de sédimentation.

Dans le premier cas, il faut admettre des variations des conditions climatiques qui gouvernent ces altérations, mais il reste à expliquer la persistance des particules amorphes ou en voie d'amorphisation maintenues pendant le transport.

Pour ce qui est de l'influence du milieu de sédimentation, il faut écarter en première approximation le rôle de l'augmentation de la salinité dont l'inefficacité est attestée par l'absence de variations significatives au niveau des évaporites elles-mêmes. D'autre part, cette smectite n'est pas magnésienne et l'on n'observe pas d'associations à minéraux magnésiens, communes à d'autres bassins évaporitiques (Trauth, 1977). Elle ne provient pas non plus de processus de néogenèse à partir de frustules de diatomées comme il s'en produit par exemple dans les milieux salins actuels de l'Altiplano bolivien (Banaut *et al.*, 1979).

Les caractéristiques principales du milieu de sédimentation des laminites résident dans l'individualisation d'un corps d'eau inférieur euxinique, de conditions réductrices fréquentes dans ce corps d'eau ou au voisinage de l'interface sédimentaire, dans l'abondance de la matière organique et dans un enrichissement en silice libre. Les milieux euxiniques, riches en matière organique, imposent généralement une dégradation des minéraux argileux comme cela a été observé dans les sapropèles pliocènes quaternaires de Méditerranée par Chamley (1973), Nesteroff (1974), Sigl *et al.* (1978) et qui se traduit par la destruction des smectites et des illites et une tendance à la « chloritisation » par l'intermédiaire d'interstratifiés ; des processus de ce type ont même été reproduits expérimentalement (Huang et Keller, 1972 ; Heller-Kallai *et al.*, 1973). La tendance à la dégradation des smectites et des illites et à la création d'interstratifiés illite-smectite (fig. 69) ainsi que la disparition concomitante des smectites bien cristallisées, pourraient effectivement résulter d'un tel phénomène se traduisant par la formation de polyminéraux complexes associés à des amorphes. Au contraire dans les sédiments observés, la chlorite vers laquelle devraient tendre les processus précédemment décrits, disparaît systématiquement dans les laminites marneuses ou diatomitiques, illustrant à l'opposé soit une assez grande vulnérabilité dans ce type de milieu, soit un schéma inverse d'évolution vers un pôle « smectitique ». L'un des aspects essentiels de ces milieux euxiniques à diatomées est peut-être un enrichissement en silice dissoute près de l'interface sédimentaire qui pourrait entraîner des modifications des feuillets argileux par addition de silice, par exemple une transformation de certains feuillets de chlorite en smectite. D'ailleurs, dans un environnement plus pauvre en diatomées (Zakynthos), d'une part, on n'observe pas de véritable smectite 2 et d'autre part, on note la persistance d'un stock chloriteux constant.

En ce qui concerne l'attapulgite des autres bassins de Méditerranée orientale, elle apparaît dans des formations qui sont caractérisées principalement par des smectites bien cristallisées. Il s'agit de fibres flexueuses bien individualisées, isolées, en amas, ou frangeant la bordure d'autres minéraux argileux ; ceci suggère une genèse *in situ*. Si l'héritage d'attapulgite est possible, il apparaît que le milieu fait développer des croissances de ce minéral sur les particules déjà présentes dans le milieu.

Les caractères du cortège argileux montrent donc l'interférence entre un stock hérité et le milieu de sédimentation qui peut permettre, notamment au niveau des smectites, des néogenèses qui gardent encore en mémoire l'héritage continental. Il demeure que la part respective de chacun des trois processus possibles : héritage direct à partir de formations plus anciennes, matériaux hérités provenant de la destruction de sols et modifications minérales dans le milieu, reste difficile à établir.

Source : MNHN, Paris

Chapitre VII

MODALITÉS ET CAUSES DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE

Des travaux extrêmement nombreux ont été consacrés au Messinien de Méditerranée faisant souvent appel, au niveau de l'interprétation, à des données concernant le domaine extraméditerranéen ; inversement, certaines conclusions de ces travaux sont utilisées pour expliquer, d'une part, des événements plus généraux affectant par exemple le climat ou le milieu océanique, et d'autre part, des observations réalisées dans les domaines géographiques parfois très éloignés. Ce chapitre de synthèse doit donc nécessairement prendre en compte ces données générales. La première partie comportera une analyse rapide et critique de ces données, complétée par les observations personnelles, lesquelles (les interprétations des milieux de dépôt ayant fait l'objet du chapitre VI) permettront alors de proposer, dans la 2e partie, une reconstitution de l'événement messinien tenant compte de ces éléments.

Le dépôt des évaporites messiniennes découle de plusieurs types de paramètres ; les uns ont une signification régionale ou plus simplement locale et conditionnent la répartition et l'agencement des faciès, les caractères sédimentologiques, etc... Les autres, qui font intervenir des mécanismes généraux (glacio-eustatisme ; variations climatiques), exigent pour leur connaissance de prendre en compte des événements intéressant à la même période le domaine extraméditerranéen.

I. — PROBLÈMES POSÉS PAR L'INTERPRÉTATION DE L'ÉPISODE ÉVAPORITIQUE MESSINIEN : UNE REVUE CRITIQUE

Diverses propositions de ces modèles ayant été discutées au cours de la démonstration, nous ne fournirons qu'une brève analyse en rappelant que plusieurs essais de mise au point ont été proposés par Drooger (1973), Sonnenfeld (1975), Heimann (1977), Fabricius *et al.* (1978), Rouchy (1980), Rouchy et Orszag-Sperber (1980).

A. — Les modèles génétiques proposés

I) *Bassin profond désséché (« deep sea desiccated basin »)* :

Hsü, 1973a ; Hsü *et al.*, 1973 ; Cita, 1973 ; Hsü *et al.*, 1978 ; Cita *et al.*, 1978 ; Cita, 1979.

La cote du plancher sédimentaire de la Méditerranée messinienne aurait été sensiblement identique à celle de l'époque actuelle (plusieurs milliers de mètres) pour ce qui est des bassins profonds ; cette proposition repose sur des arguments d'ordre morphologique et paléoécologique : 1) coïncidence entre l'aire d'extension des évaporites épaisses et les limites des plaines abyssales, 2) apparente absence de déformation de certains réflecteurs, 3) phase de surcreusement à « l'air libre » du réseau fluviatile périméditerranéen se prolongeant en mer jusqu'aux abords du bassin salifère et exigeant un abaissement considérable du niveau de base, 4) existence d'un bassin océanique (algéro-provençal) créé par

Source : MNHN, Paris

rotation du bloc corso-sarde, 5) présence de turbidites dans la fosse périadriatique, 6) présence d'une microfaune (Ostracodes, Foraminifères) réputée profonde dans les sédiments prémessiniens et pliocènes (Bandy, 1975 ; Benson, 1973, 1978 ; Wright, 1978), etc.

La dérive vers le Nord de la plaque africaine aurait entraîné la fermeture des détroits alimentant le bassin et la création, par assèchement, d'une vaste plaine « désertique » située à plusieurs milliers de mètres sous le niveau océanique ; les dépôts évaporitiques se seraient alors formés — voir précédemment, ch. VI — dans des sites subaériens (sabkha) ou sous-aquatiques résiduels et très peu profonds (playa). L'hypothèse de l'assèchement du bassin est étayée principalement par l'assimilation systématique de toutes les structures nodulaires des sulfates à des indices de croissances cristallines diagénétiques et subaériennes et à une seule fente de dessication sujette à discussion (Hsü *et al.*, 1973b ; fig. 5). Toutefois, le volume considérable d'évaporites déposé durant cette période exigeait des phases complètes de remplissage en eaux marines (11) du bassin par une gigantesque cascade de Gibraltar. Notons toutefois combien il devient difficile dans l'hypothèse d'un isolement lié au déplacement de plaques de concevoir un mouvement de « yo-yo » (Gvirtzmann et Buchbinder, 1978) susceptible de remplir et d'isoler le bassin de manière cyclique. Une nouvelle formulation est proposée en 1977 par Hsü *et al.*, qui envisagent alors une profondeur supérieure à 1 000 ou 1 500 mètres.

II) *Bassin profond avec ou sans assèchement* (Bandy, 1975 ; Van Couvering *et al.*, 1976).

Dans les deux cas, la profondeur initiale du bassin était importante ; Bandy envisage, au début du Messinien, des communications par un seuil d'environ 2 400 mètres de profondeur. Les évaporites se déposent en eaux profondes (Bandy) ou lors d'une phase d'assèchement succédant à un épisode de préconcentration, évolution censée éviter les phases successives d'alimentation et d'assèchement proposées dans les modèles précédents (Van Couvering *et al.*).

III) *Bassin océanique à paléogéographie diversifiée* (Selli, 1973).

Le domaine est caractérisé par une communication permanente avec l'océan et une paléogéographie diversifiée, avec des bassins et des seuils situés à des profondeurs variées, induisant des milieux très différents depuis les conditions évaporitiques en eau profonde jusqu'aux milieux saumâtres à continentaux.

IV) *Bassin peu profond* (Nesteroff, 1973 ; Nesteroff et Glaçon 1977 ; Fabricius et Hieke, 1976 ; Fabricius *et al.*, 1978 ; Busson, 1979 ; Rouchy, 1979, 1980a).

Le point commun de toutes ces propositions est le fait que le bassin méditerranéen a acquis sa morphologie actuelle à la suite des mouvements différentiels plio-quaternaires. Nesteroff (1973) apporte les premières objections au modèle profond asséché : 1) caractère ubiquiste des microfaunes réputées profondes, 2) rôle de la flexuration continentale dans le plongement des canyons et l'amplitude faible de l'abaissement du niveau de base suffisante pour provoquer le creusement de certains d'entre eux, 3) l'absence de grands cônes de déjection au bas des pentes, 4) le fait que les turbidites ne sont pas nécessairement indicatrices de milieux profonds, 5) l'existence d'une vigoureuse tectonique après le Pliocène.

Il est intéressant de noter que cette interprétation est peu différente de celle proposée en 1957 par Ogniben pour le bassin de Caltanissetta.

B. — Le cadre général de l'événement Messinien

Je ne reprendrai pas ici les données structurales générales qui exigeraient de longs développements — compte tenu de l'importance des travaux réalisés dans tout ce domaine — et qui nous éloigneraient du thème principal de ce travail. Il convient de rappeler que plusieurs essais de syntbèse

Source : MNHN, Paris

ont été proposés par Biju-Duval *et al.* (1976, 1978) ; je m'attacherai donc plus particulièrement à l'événement messinien qui se développe dans des bassins appartenant à des domaines structuraux différents et possédant de ce fait une histoire géologique particulière. Je soulignerai que les études structurales, fondamentales pour l'interprétation du Messinien, exigent des méthodes et une orientation particulière des recherches, peu compatibles avec les objectifs de ce travail qui devait faire appel plus largement à la sédimentologie. Les résultats acquis ont néanmoins des répercussions structurales importantes et l'observation de la répartition spatio-temporelle des corps sédimentaires de l'échelle du domaine à celle de chacun des bassins permet d'apporter une contribution importante à la connaissance de l'évolution structurale du domaine.

1) *Le problème de la profondeur initiale maximum du bassin.*

Des évaluations de « la profondeur du bassin », avant et après l'épisode évaporitique, ont été tentées sur la base de la signification paléoécologique des organismes (Foraminifères, Ostracodes), de l'amplitude des phénomènes d'érosion ou de l'application de modèles géodynamiques divers (Ryan, 1976 ; Watts et Ryan, 1976). Il convient néanmoins de rappeler que la coïncidence — non générale et localement aggravée par les phénomènes importants d'halocinèse et par les déformations ultérieures — des contours des plaines abyssales actuelles et de l'extension du sel massif ne peut en aucun cas permettre de conclure à une profondeur initiale identique à l'actuelle ; cette coïncidence caractérise tous les grands sites évaporitiques de cuvette et peut témoigner, comme nous l'avons vu, de l'existence d'un piège morphologique constamment entretenu par une subsidence active. Le piégeage des masses importantes d'évaporites dans les zones à vocation subsidente est connu de longue date. Un exemple encore plus spectaculaire, compte tenu de l'étroitesse du bassin, est celui du Golfe de Suez (jusqu'à 3 000 mètres d'évaporites au centre).

a) Les enseignements paléoécologiques.

Toutes les observations obtenues par les études paléoécologiques réalisées au cours de ce travail, convergent pour indiquer, au début du Messinien, des profondeurs de l'ordre de quelques centaines de mètres, en tout cas, inférieures au millier de mètres (voir 1re partie). Une rapide comparaison avec les zones actuellement profondes permet de constater que la seule carotte ayant atteint le Messinien préévaporitique (site 372), a rencontré des laminites diatomitiques d'interprétation stratigraphique et paléoécologique conflictuelle (mélange de microfaunes profondes et d'*Ammonia beccarii*). Il convient cependant de noter que leurs caractères sont très voisins de ceux des laminites de type II des bassins examinés ; l'assimilation des réflecteurs N des plaines abyssales à ce type de laminites a même été proposée au chap. VI. La similitude observée entre les séries du bassin de Polemi d'une part et celles du site 375 implanté par 2 000 mètres de profondeur d'eau d'autre part (chapitre IV et ci-dessous), s'observe également au niveau des données paléoécologiques : ainsi Wright (1978) note une réduction bathymétrique en s'élevant dans le Tortonien (absence de carottage dans le Messinien préévaporitique) jusqu'à un domaine « néritique externe » à « épibathyal inférieur ».

Ces analogies constatées chaque fois que les comparaisons avec les zones actuellement profondes sont possibles grâce aux sondages, semblent indiquer que les différences altimétriques supérieures à 2 000 mètres qui séparent ces niveaux pourraient être, pour une grande part, dues à des mouvements ultérieurs.

b) La signification des surfaces d'érosion.

Bien que n'ayant pas travaillé personnellement sur ce problème, il paraît indispensable pour l'interprétation d'en réaliser une brève revue critique. L'ensemble des phénomènes érosifs observés à la périphérie du domaine méditerranéen et souvent globalement rapportés à l'épisode messinien, est en réalité polygénique. Un inventaire des différents types de surfaces a été fourni au ch. I. En outre, la datation de certaines surfaces mériterait d'être établie avant d'être intégralement rapportée à cet

Source : MNHN, Paris

épisode ou précisée ; c'est le cas : 1) des lacs alpins méridionaux (Casati *et al.*, 1978 ; Finckh, 1978), 2) des canyons des Stoechades, comblés par 2 000 mètres de profondeur par des sédiments d'âge pliocène inférieur supposé qui ne semblent pas comporter les marqueurs marins planctoniques classiques (Estocade, 1978) rencontrés pourtant en abondance dès la base dans tous les bassins marginaux, 3) du creusement du Nil jusqu'à Assouan, affectant au plus tard des terrains oligocènes et fossilisés par un Pliocène vraisemblablement élevé (supérieur de Blanckenhorn *in* Saïd, 1962 ; « plaisancien » supposé pour Chumakov, 1973) et non un Pliocène inférieur comme il est parfois indiqué.

Le creusement préplioc ène du Rhône, de l'ordre de 600 mètres en Camargue et de 800 à 1 000 mètres jusqu'au bord du bassin évaporitique (Beaufort *et al.*, 1954 ; Lefebvre et Gennesseaux, 1980), est intégralement corrélé avec « l'émersion » messinienne consécutive au dépôt des évaporites en plaine abyssale (Clauzon, 1975). Notons cependant que le retrait de la mer intervient ici dès le Tortonien moyen (Debelmas et Demarcq, 1980) et peut-être même à certains endroits dès le Serravallien (sondage du Golfe du Lion, Cravatte *et al.*, 1974) alors que les conditions marines ouvertes persistent encore dans *de nombreux bassins périphériques* (Lorca, Murcie, Chélif, Maroc, Chypre, etc...) pendant une partie du Messinien. Ceci *traduit, on ne peut plus clairement, une tendance à la surrection très nettement antérieure à l'abaissement du niveau aquatique dans le bassin méditerranéen* et exige une correction de la valeur de creusement précédemment donnée en remarquant qu'il s'est écoulé plus de temps entre le début de l'émersion et le début de la phase évaporitique que pendant cette dernière elle-même.

D'autre part, les vitesses considérables de dépôt du sel (10 cm/an) laissent entrevoir la brièveté possible à l'échelle géologique de la sédimentation du « terme salifère » qui peut être, par exemple, nettement inférieure à celle de certaines des intercalations marneuses du terme supérieur. Rapporter comme il est fréquemment proposé un creusement de cette importance à une émersion d'aussi courte durée est difficilement concevable.

Le creusement des « canyons » périméditerranéens résulte d'un processus polygénique : 1) débutant probablement dès l'émersion du domaine considéré localement, 2) souvent nettement antérieur au début de l'épisode messinien, 3) accéléré par la tendance à la surrection au cours de la période de retrait du domaine marin puis par l'abaissement du niveau de base messinien.

II) *Les indications de mouvements tectoniques postmessiniens et la réorganisation paléogéographique préplioc ène.*

Je renverrai pour ce qui est des multiples exemples de mouvements tectoniques postmessiniens aux articles de Pannekoek (1969) et de Burollet et Byramjee (1974) en retenant : les inversions successives du mouvement du Lac Ichkeul (Tunisie) ; la différence altimétrique du sommet du Pliocène en Sicile (1 000 mètres dans la coupe de Capodarso, — 1 000 mètres dans la partie off-shore du bassin selon Schmidt di Frieberg, 1962) ; les indices de mouvements importants dans différentes régions : détroit sicilo-tunisien (Winnock et Bea, 1979), etc... D'autres faits sont convergents tels que la similitude observée entre certains forages D.S.D.P. et les bassins voisins (voir ci-dessus).

Toutes les observations réalisées dans ce travail démontrent la réalité de mouvements tectoniques continus depuis au moins le Tortonien pour l'intervalle qui nous concerne et notamment un phénomène de relèvement des marges : émersions du domaine rhodanien et languedocien, émersion des bassins les plus distaux (Guercif, Grenade, etc... ; ce travail) ; au cours du Messinien : poursuite de la surrection du Dabra (Chélif), du Troodos (Chypre), du bloc baléare (Bourrouilh, 1979), etc... L'intensité locale des phénomènes de plissement, comme c'est le cas dans le bassin du Chélif par exemple, atteste l'importance des mouvements à cette période.

J'ai également pu remarquer que le Pliocène inférieur, malgré son caractère transgressif généralisé, ne réenvahit jamais certains bassins (Guercif, Grenade, bassins distaux d'Espagne méridionale, anciennes zones de communication océan-Méditerranée, etc...) ou bien n'opère qu'une avancée limitée et fugitive (bassins d'Espagne méridionale, Melilla, Boudinar). En règle générale, il demeure fréquemment — mais pas systématiquement — en retrait par rapport à l'extension maximum de l'ensemble laminites-édifices récifaux, la mer pliocène ne retrouvant un maximum d'extension qu'au Pliocène

Source : MNHN, Paris

moyen-supérieur (Espagne, Chélif, vallée du Nil, etc...). Souvent, il est emboîté en contrebas de certains niveaux messiniens comme les calcaires récifaux.

Il apparaît en fait que *les processus hydrodynamiques propres de la limite mio-pliocène ont joué le rôle de révélateur d'une réorganisation structurale quasi permanente* (Espagne, Chélif, Chypre, etc...) *mais s'opérant avec une intensité variable et une accélération possible dans le temps et selon les zones considérées*. Celle-ci est donc très sensible au début du Pliocène lorsque le milieu marin franc, rétabli à la suite de l'affaissement du seuil de Gibraltar, s'installe dans des limites souvent sécantes sur celles du Messinien sous-jacent et en présentant souvent, mais pas systématiquement, des indices de profondeur relativement importante (domaine bathyal supérieur dans plusieurs bassins). Cette évolution s'est poursuivie jusqu'à la période quaternaire, conduisant à la morphologie actuelle du domaine méditerranéen avec des modalités variables.

C. — La recherche des mécanismes généraux

1) *Le tracé des voies de communication avec le domaine océanique.*

Gignoux (1936) considère que « les portes de la Méditerranée miocène » se situaient respectivement au niveau des dépressions nord-bétique et sud-rifaine (fig. 70). La première empruntée à la

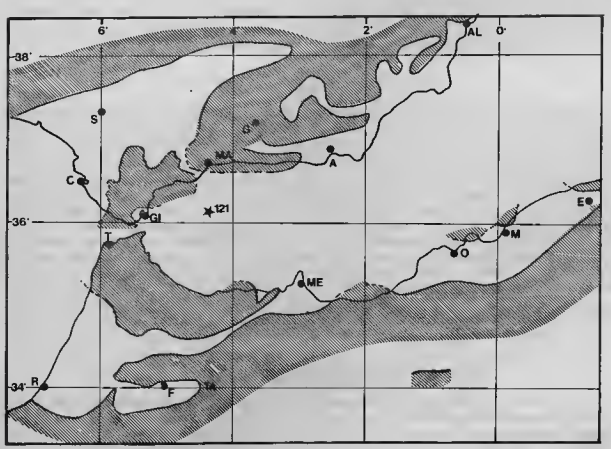


Fig. 70. — Localisation des zones de communications supposées avec l'océan Atlantique au Messinien (documents utilisés : Benkhelil, 1976 ; Feinberg, 1978). A : Almeria ; AL : Alicante ; C : Cadix ; F : Fez ; G : Grenade ; G : Gibraltar ; M : Mostaganem ; Ma : Malaga ; Me : Melilla ; R : Rabat ; S : Séville ; T : Tanger ; Ta : Taza. En blanc : domaine marin supposé ; 1. domaine émergé.

Source : MNHN, Paris

fin du Tortonien la vaste dépression du Guadalquivir pour communiquer avec la Méditerranée par les régions de Grenade et de Guadix-Baza ; la seconde serait jalonnée actuellement par les villes de Fez, Taza, Guercif et Oudjda. Au Tortonien, le glissement de la nappe prérifaine obture ce dernier et isole les dépressions de Guercif et d'Oudjda. Plusieurs synclinaux de matériel postnappe permettent néanmoins, dans l'attente d'une datation précise, de soupçonner l'existence d'un couloir intrarifain étroit (Leblanc, 1975 ; Houzay, 1975 ; Feinberg, 1978) qui aurait relié alors le bassin du Rharb-Mamora aux bassins de Melilla ou de Boudinar (fig. 70). Une évolution comparable se dessine dans le domaine bétique : le bassin de Grenade évoluant vers l'endoréisme à la fin du Tortonien, seule une hypothétique liaison aurait pu persister par les dépressions de Guadix-Baza. Benkheil (1976) envisage une communication possible par l'actuelle vallée du Guadalhorce près de Malaga et n'exclut pas, avec Montenat (1977), la possibilité d'une zone de communication préfigurant l'actuel détroit de Gibraltar. Notons que Mulder et Parry (1976) ont également proposé, à partir d'une interprétation de profils sismiques, la possibilité d'une ouverture messinienne du détroit de Gibraltar.

La liaison par la Mer Rouge paraissant définitivement interrompue (Gvirtzmann et Buchbinder, 1976 ; observations personnelles), il reste l'éventualité d'une communication par l'extrémité nord-orientale de la Méditerranée où localement les observations sont soit masquées par la tectonique compressive postmessinienne (chevauchement du Pentadaktylos-Misis Blitis), soit insuffisantes ; des investigations seraient nécessaires en Syrie septentrionale et en Mésopotamie où semblerait exister la superposition d'épisodes évaporitiques (Dubertret, 1933) depuis le Miocène inférieur (voire l'Oligocène) jusqu'au Messinien daté par Krasheninnikov (1979) [1] et Sweiky Chatib (1979) [1].

Malgré des difficultés évidentes de reconstitution des tracés, il apparaît donc que des communications ont, au moins, pu persister pendant le Messinien par des couloirs étroits, sinueux et vraisemblablement peu profonds, notamment en Méditerranée occidentale.

II) *Les mécanismes tectoniques.*

De nombreux auteurs considèrent que l'isolement du bassin est la conséquence de la fermeture tectonique des détroits et certains d'entre eux l'expliquent par le rapprochement des plaques africaine et asiatique dont la limite passerait par le détroit pour longer la côte nord africaine (Mac Kenzie, 1970 ; Cita, 1979). Dans le domaine bético-rifain, la dernière phase de tectonique compressive importante responsable de la mise en place des nappes dans les zones externes se situerait entre le Serravallien et le Tortonien (Groupe de Recherche Néotectonique de l'Arc de Gibraltar, 1977) ; c'est de cette période que date d'ailleurs la formation de nombreux bassins examinés. La période suivante jusqu'au Quaternaire ancien est caractérisée par un régime principalement en distension bien que des indices localisés de compression, notamment finitortoniens, y soient observables (Rampnoux *et al.*, 1977 ; Feinberg, 1978 ; Ott d'Estevou, 1980). Nous avons vu précédemment l'importance des mouvements verticaux créateurs de relief au cours de cette période. Il est évident que l'hypothèse d'une *fermeture tectonique complète* des détroits (Hsü, Ryan *et al.*, 1973 ; Cita, 1979) par une tectonique compressive découlant de la collision des masses continentales, paraît peu compatible avec la nécessité d'une alternance de phases de remplissage et d'interruption des apports qui exigerait des « palpitations » ou des « va et vient » difficilement concevables pour un mécanisme global.

III) *Les fluctuations glacio-eustatiques du niveau océanique.*

L'hypothèse du contrôle de l'isolement et de l'évolution vers les conditions évaporitiques lié à un abaissement du niveau océanique provoqué par la formation de la calotte glaciaire antarctique a été envisagée par Bandy (1975), Van Couvering *et al.*, (1976) Nesteroff et Glaçon (1977). A l'opposé, Ryan (1973) et Cita (1979) considèrent que la crise de salinité est à l'origine du « refroidissement » généralisé.

1. Exposés oraux au 5e Séminaire International sur le Messinien (Chypre, Septembre 1979).

Source : MNHN, Paris

Cette hypothèse glacio-eustatique, admise par de nombreux auteurs, est étayée par la généralité du phénomène régressif finimiocène sous le nom de « régression pontienne » qui affecte également les dépendances atlantiques : bassin du Guadalquivir (Espagne), bassins du Saïs (coupe de Sidi Harazem, ch. IV) et du Rbarb (Cita et Ryan, 1978) ; il est observé en Nouvelle Zélande (Kennett, 1967), en Amérique du Nord, notamment en Caroline du Sud (Colquhoun et Johnson, 1968) et en Floride (Peck *et al.*, 1979). Des indices de refroidissement ou des phénomènes d'érosion sont décrits dans certaines carottes D.S.D.P. provenant du domaine antarctique (Hayes et Frakes, 1975 ; Shackleton et Kennett, 1975 ; Cieselski et Sherwood, 1971 ; Margolis *et al.*, 1977). La corrélation de tous ces phénomènes mérite encore d'être précisée, mais il est souvent admis qu'ils pourraient être liés à une phase de croissance de la calotte glaciaire antarctique débutant au Miocène pour atteindre son maximum (volume de glace 50 % supérieur au volume actuel selon certains auteurs ?) à l'extrême fin du Miocène (Shackleton et Kennett, 1975 ; Denton *et al.*, 1971). Dans le domaine arctique également Denton et Armstrong (1969), des illites permettent d'envisager la formation de glaciers vers 9 Ma. L'abaissement consécutif du niveau océanique (qui pour certains auteurs a pu atteindre 40 à 60 mètres) aurait donc dû entraîner une aggravation de l'isolement du bassin méditerranéen avec de possibles fluctuations cycliques.

Si l'on peut admettre un phénomène progressif en accord avec les modifications climatiques observées (voir ci-dessus), l'interprétation en terme de phénomène brutal provoqué par la crise de salinité messinienne apparaît peu vraisemblable ; il est également difficile de concevoir des cycles successifs de glaciation et de fonte susceptibles d'expliquer des cycles alimentation-fermeture du bassin méditerranéen. En fait, un abaissement progressif du niveau océanique a pu aggraver l'effet des facteurs tectoniques dans l'isolement du bassin méditerranéen et influer par des fluctuations mineures sur le déroulement de la sédimentation évaporitique sans en constituer le mécanisme principal.

IV) *Le cadre climatique.*

C'est un truisme que d'admettre que la sédimentation évaporitique exige des conditions d'aridité au moins relative (ch. VI) ; *la tectonique ou éventuellement les variations eustatiques peuvent* créer l'isolement d'un bassin, mais seules des conditions climatiques favorables peuvent engendrer les évaporites (et non l'inverse). C'est paradoxalement l'un des aspects les moins fréquemment abordés, en raison probablement des difficultés inhérentes à leur reconstitution et qui tiennent à plusieurs faits : 1) les données concernant le Messinien sont rares et dispersées, 2) les reconstitutions climatiques extra-méditerranéennes sont difficiles à corréler et fréquemment contradictoires, 3) elles sont obtenues par des méthodes très différentes : études palynologiques, composition des microfaunes marines, faunes de vertébrés terrestres, rapports isotopiques, etc..., 4) les mécanismes gouvernant les phénomènes climatiques miocènes diffèrent du régime climatique actuel par une circulation de basse atmosphère dont la mise en place ne semble pas être antérieure au Plio-Pléistocène.

V) *Quels sont les grands événements climatiques significatifs dans les domaines continentaux et océaniques ?*

Une évolution climatique progressive au cours du Miocène et jusqu'au Pliocène est sensible à l'échelle planétaire. On sait par exemple qu'au Miocène moyen, les îles Kerguelen possédaient un climat plus tempéré que l'actuel (Auebert de La Rue, 1932) ; une migration vers le Sud de l'isotherme 25° depuis l'Oligocène jusqu'au Pliocène se produit en Amérique du Nord (*in* Furon, 1972). Des indices de refroidissement climatique sont également sensibles en Australie, en Nouvelle-Zélande, etc... Les premiers indices de désertification apparaissent au Sahara vers 5 Ma (Maley, 1980) et en Australie, une certaine tendance à l'aridification est notée localement vers l'extrême fin du Miocène (Kemp, 1978).

Dans le domaine marin, un refroidissement net se marque depuis le Miocène ancien durant lequel l'extension maximum des récifs atteignait l'Anjou et la Touraine (Chevalier, 1962) et se traduit par l'évolution vers l'oligospécificité de la faune madréporique (voir ch. VI). Dans cet intervalle

Source : MNHN, Paris

de temps (Miocène inférieur-Pliocène inférieur) se généralisent les formations à diatomites riches en Californie (formation Monterey, Bramlette, 1946) et sur toute la périphérie du Pacifique Nord (Ingle, 1980) et se mettent en place (malgré des difficultés de corrélation évidentes), dans les différents océans (Indien, Pacifique et Atlantique), les diatomites de la ceinture équatoriale qui montrent l'établissement progressif d'un système de circulations océaniques comparables à l'actuel (Leclaire, 1978, 1979).

Force est de noter que cette période correspond à une réorganisation progressive des circulations océaniques et atmosphériques. Par l'étude des microfaunes réalisées en Indonésie, Van Gorsel et Troelstra (1980) notent dans l'intervalle précis du Messinien, une période de réchauffement comprise entre deux périodes plus froides, qu'ils corrèlent avec l'épisode évaporitique.

A l'échelle méditerranéenne, Benda (1973) constate un changement vers un climat plus sec et plus froid entre le Serravallien et le Tortonien. Braune *et al.* (1973) et Heimann (1977, 1978), par l'étude des feuilles découvertes à la base des évaporites et au toit de la 2e intercalation gypseuse de Corfou, envisagent une végétation à caractère méditerranéen (pré-maquis) indiquant un climat à deux saisons, l'une aride et longue, l'autre pluvieuse et de courte durée. Ces données sont d'ailleurs en accord avec les résultats palynologiques de Berger (1958) qui envisage une zonalité de la végétation (forêt d'essences vertes, savanes à Légumineuses) en Toscane, avec les données fournies par les argiles (Chamley et Robert, 1981) et celles provenant de l'étude des stromatolithes (Rouchy et Monty, 1981) ; Bertolani-Marchetti et Cita (1975) retrouvent ces caractères et envisagent des fluctuations climatiques.

II. — MODALITÉS, DÉROULEMENT ET CAUSES DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE : UNE PROPOSITION

A. — Un rappel des apports principaux de cette étude

Sans entrer dans le détail des résultats exposés dans les chapitres précédents, je rappellerai les points fondamentaux qui se dégagent de ce travail.

I) *L'apport des études sédimentologiques fines.*

L'analyse détaillée sur les plans sédimentologique, écologique, minéralogique et géochimique, aux diverses échelles de l'observation de chaque constituant sédimentaire des séries observées, a permis de préciser les caractéristiques physico-chimiques et biologiques des milieux de dépôt à *chacune des étapes du confinement* et de tracer ainsi l'évolution des conditions de sédimentation au cours de la période considérée ; c'est l'objet du chapitre VI.

En outre, l'analyse fine des différents types d'évaporites (notamment sulfatées) et de leur position dans le bassin, ont mis en évidence l'importance des phénomènes de diagénèse et amené à différencier diverses modalités (subaérienne, par enfouissement, par intervention de fluides concentrés piégés) susceptibles d'engendrer des convergences morphologiques. Leur identification est nécessaire pour éviter de graves erreurs au niveau des reconstitutions de milieux de dépôt d'une part et de l'évolution paléogéographique d'autre part ; émersion ou au contraire enfouissement/subsidence différentielle plus importante/intervention de saumures piégées. Une partie des faciès nodulaires du gypse et/ou de l'anhydrite rencontrés dans les parties centrales des bassins (Caltanissetta, ch. II ; Murcie et Chélif, ch. III ; plaines abyssales actuelles) sont à rapporter à ce deuxième type et pas nécessairement à des phénomènes d'émersion dans des milieux comparables aux sabkhas actuelles.

Source : MNHN, Paris

II) *Les enseignements d'un enchaînement spatio-temporel des corps sédimentaires.*

Les points essentiels peuvent être résumés de la manière suivante :

1. — La démonstration d'une « succession-type » (séquence évaporitique) des corps sédimentaires qui apparaît relativement constante à l'échelle du bassin : laminites préévaporitiques, termes de transition variés (stromatolithes, sédiments chaotiques à olistolithes, calcaires de réduction de sullates, etc... associés à des laminites), évaporites, sédiments « laguno-lacustres » postévaporitiques.

2. — La distinction des deux types de diatomites géométriquement situés en position préévaporitique qui résultent de processus sédimentaires différents : diatomite (type I) située en position marginale en relation avec des phénomènes de remontée d'eaux profondes ; diatomites (type II) en position centrale liées à un confinement plus accentué et marquant le début de l'évolution vers les conditions évaporitiques.

3. — La reconstitution des relations géométriques puis génétiques entre les trois grands types (fig. 31, 48, 51, 58 et 66) de sédiments : laminites-récifs à Madréporaires ou à Mélobésiées et « récif à stromatolithes »-évaporites ; contemporanéité au moins partielle des laminites et des édifices récifaux (ch. III, IV et V) ; antériorité de l'édification récifale par rapport aux évaporites (ch. III, IV ; récif de Abu Shaar et Qibli, ch. VI) et arrêt définitif de l'activité constructrice avant le début de la pbase évaporitique ; émersion au moins épisodique de l'édifice pendant le dépôt des évaporites : karstification et colonisation par les tapis à Cyanophycées qui se poursuivent ou s'intensifient jusqu'à la phase terminale de remise en eau.

4. — La disposition générale des masses salines, notamment dans le bassin de Caltanissetta en Sicile (fig. 14) qui fournit un schéma d'agencement applicable aux bassins actuellement prolonds (voir ch. II).

5. — La zonalité des différents types de dépôts évaporitiques (cristallisations sous-aquatiques, produits de diagénèses précoces subaériennes, transformations minérales ultérieures, etc...).

III) *Les conséquences paléogéographiques.*

1. — *La progressivité du confinement du bassin marin* se traduit par le dépôt d'une séquence caractéristique : sédiments de mer ouverte, laminites témoignant d'une stratification du corps d'eau, termes de transition, évaporites, sédiments laguno-lacustres ; cette succession globale est répétée dans les séquences élémentaires à des échelles variées marquant le caractère cyclique de la sédimentation ; *les contacts récurrents s'opposent à l'instantanéité et au synehronisme de l'événement messinien et ceci, que ce soit pour le début de l'événement évaporitique ou pour son arrêt définitif.*

2. — *Le diachronisme de la sédimentation messinienne et des étapes du confinement* à l'échelle du domaine méditerranéen, de chacun des bassins et même parfois d'un même banc évaporitique ; c'est l'indication d'une *rétraction progressive* de l'aire de *sédimentation* et donc d'une *migration continue* vers les parties les plus déprimées du dispositif paléogéographique au cours du confinement croissant. L'isolement et le dépôt des évaporites sont donc de plus en plus tardifs (fig. 71, 72) lorsque l'on se déplace des marges vers le centre des bassins et peuvent expliquer la disposition altimétrique constatée.

3. — Les caractères de la sédimentation évaporitique qui impliquent une *alimentation quasi continue en eau marine jusqu'à l'extrémité orientale du domaine, un abaissement du niveau aquatique* dans le bassin et *la permanence possible* d'une tranche d'eau, même si elle est d'épaisseur réduite *dans les parties les plus centrales au moins des bassins.*

4. — Le piégeage des masses importantes d'évaporites obéit à un double contrôle à la fois morphologique (accumulation des saumures dans les parties déprimées du système) et structural (subsidence différentielle active qui entretient la pérennité du piège). L'ensemble conduit à un dispositif concentrique des corps salins, diachrones, par ordre de solubilité croissante des marges vers le centre et implique des migrations de saumures.

5. — La partie orientale de la Méditerranée se distingue de la partie occidentale par une épaisseur nettement plus importante de la formation évaporitique, un confinement plus précoce (coupe

Source : MNHN, Paris

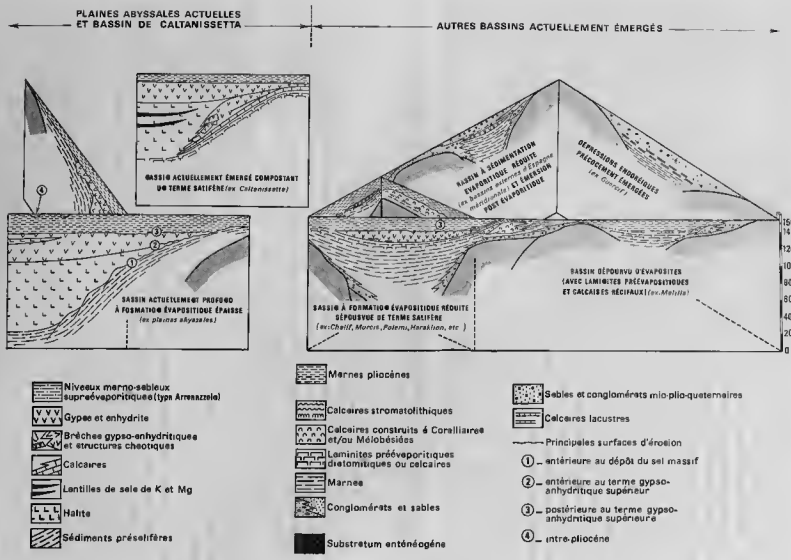


FIG. 71. — Illustration schématique de la zonalité des différents types de bassins évaporitiques en fonction de leur position dans le domaine méditerranéen à partir des dépressions distales précocement isolées jusqu'aux bassins centraux à sédimentation évaporitique épaisse. Ce schéma fait déjà apparaître le diachronisme du confinement qui migre en s'intensifiant au cours du temps des marges vers le centre du domaine.

Source : MNHN, Paris

de Kalavasos) et plus durable (absence possible ou faible importance des processus d'*upwelling*), des variations au niveau de la production phytoplanctonique et une différenciation minéralogique très nette. On peut donc s'attendre à ce que ces faits soient la conséquence d'un confinement plus sévère, plus intense et plus continu dont les causes peuvent être nombreuses : isolement morphologique (présence de seuils), conditions climatiques plus arides et plus stables, position en fin de circuit permettant de collecter dans une sorte de « culot » d'accumulation des saumures ayant subi une préconcentration au cours de leur transit en Méditerranée occidentale (sous réserve de l'absence réelle de communication par le domaine occidental), efficacité supérieure du piège morphologique et structural.

IV) *Le cadre morphologique et structural de la sédimentation messinienne.*

Toutes les études de bassin réalisées dans le présent travail démontrent l'existence d'une *paléogéographie diversifiée* caractérisée par un *étagement bathymétrique* qui se traduit par une réponse sédimentologique particulière de chacun des bassins et de chaque partie des bassins aux manifestations générales du confinement et qui contribue au diachronisme des dépôts (voir ci-dessus). Il apparaît également que la profondeur maximum de chacun d'eux ne semble pas avoir excédé au début du Messinien plusieurs centaines de mètres ou en tout cas, un millier de mètres sans qu'il soit possible de fournir des valeurs aussi précises que celles qui ont été parfois avancées. Les similitudes qui existent entre ces bassins et certains sondages D.S.D.P. (372, 375, etc...) et la réalité d'importants mouvements tectoniques postérieurs m'autorise à considérer *que la différence altimétrique qui les sépare actuellement résulte en grande partie de mouvements ultérieurs.* La morphologie actuelle du bassin méditerranéen, acquise en grande partie au cours de la période plio-quaternaire, *était seulement préfigurée par le dispositif paléogéographique prépliocène, au niveau des grandes unités au moins.* Toutefois, compte tenu de l'insuffisance de données concernant certaines parties, notamment en Méditerranée orientale, on ne peut pour l'instant admettre ou rejeter l'hypothèse de fosses profondes ; d'autres recherches seront nécessaires pour tenter de lever cette indétermination.

Bien que l'étude tectonique ne soit pas l'objectif de ce travail, l'observation des successions sédimentaires et de l'agencement latéral des faciès met en évidence une *restructuration permanente* du domaine (voir ci-dessous, § I, B, III) au cours de la période considérée : tendance à la surrection des zones distales (bassins distaux, domaine rhodano-languedocien), surrection des massifs du Dahra et du Troodos, réorganisation paléogéographique mio-pliocène (Algérie, Espagne, Chypre, etc...) ; elle se poursuit ultérieurement par la surrection du bassin de Caltanissetta, considéré comme un équivalent des bassins actuellement profonds, etc... Toutes les modifications observées et constatées par de nombreux autres auteurs s'inscrivent à l'évidence dans des contextes structuraux très différents selon les régions considérées.

B. — Un essai de reconstitution du déroulement de l'épisode évaporitique

Les exigences de l'exposé conduisent à scinder en étapes (fig. 72) une évolution en réalité progressive du confinement du domaine méditerranéen.

1) *A la fin du Tortonien : conditions marines franches et début du confinement.*

A cette période, une communication aisée avec le domaine océanique assure le maintien des conditions marines franches dans l'ensemble du domaine : sédimentation marneuse fine au centre des bassins et édification récifale dans les parties marginales. Dès la fin de cette période, les dépressions les plus périphériques sont coupées quasi définitivement du domaine marin et évoluent alors vers les conditions endoréiques, avec ou sans phases de dépôt d'évaporites par recyclage de sels plus anciens (Grenade, Guercif, etc...) ; c'est l'émersion définitive du domaine languedocien et rhodanien.

Les premiers indices de confinement apparaissent dans certains bassins à l'arrière de barrières topographiques.

Source : MNHN, Paris

II) *Au début du Messinien.*

Cette période présente un double aspect avec :

— *une persistance de circulations marines actives dans de nombreux bassins* en position plus proximale (Murcie, Boudinar, Melilla, Chélif, Sicile, etc...) ; des systèmes d'*upwelling* puissants semblent être à l'origine des diatomites de type I (ch. IV) ; sur les marges s'établissent d'importants édifices récifaux messiniens à *Porites* ; des conditions stagnantes apparaissent et se développent au centre des bassins de Sicile et du Chélif ;

— *une nette différenciation entre les parties occidentale et orientale du domaine* ; cette dernière, malgré une alimentation permanente en eaux marines, évolue vers des conditions plus rigoureuses de confinement (voir précédemment) ;

— *l'établissement d'un confinement d'intensité variée dans les dépressions périphériques* (bassins externes d'Espagne méridionale) en communication difficile avec le domaine marin franc : stratification du corps d'eau et développement des laminites de type II (Lorca) ou même première phase de dépôt évaporitique.

III) *Au Messinien.*

a) Le stade préévaporitique.

L'intensification du confinement et la réduction bathymétrique progressive se traduisent alors par la généralisation des laminites de type II (principalement diatomitiques dans la partie occidentale, diatomitiques ou à nanoplancton calcaire dans la partie orientale) qui témoignent d'une stratification du corps d'eau dans la plupart des bassins, probablement au niveau des parties les plus centrales. Ces phénomènes attestent une *rupture des circulations marines* précédemment actives, *une réduction des échanges avec l'océan* (arrêt vraisemblable du courant de retour) et une *inversion du bilan hydrologique du bassin* qui évolue irrémédiablement vers les conditions évaporitiques. Au niveau de la tranche de fond, des conditions euxiniques, ou peut-être parfois seulement des conditions réductrices sous l'interface sédimentaire, alternent avec des phases de réoxygénation. Les eaux superficielles sont soumises à des variations de salinité importantes depuis les conditions hypersalines jusqu'aux phases épisodiques de dessalure ; la rigueur de ces conditions entraîne la limitation des peuplements organiques aux seules formes adaptées correspondant généralement aux organismes euryhalins. La tendance à l'émersion des édifices récifaux, consécutive à l'abaissement du plan d'eau, se traduit par la migration descendante des colonies de Madréporaires vers l'intérieur du bassin, puis l'arrêt définitif de la construction récifale. Les tapis cyanobactériens colonisent alors les milieux résiduels.

b) La phase évaporitique.

Il est difficile de préciser le moment exact du début de la phase évaporitique dans le domaine sédimentaire résiduel, composé par les futurs grands bassins salifères et leurs dépendances (bassins internes d'Espagne méridionale, bassins du Maroc, du Chélif, d'Italie péninsulaire, des îles ioniennes, de Crète, de Chypre, etc...) qui vont connaître un devenir différent : vidange dès le début de la phase évaporitique pour les bassins du Maroc septentrional ou bien, établissement des conditions évaporitiques pour les autres ; ceux-ci pourraient, à des degrés divers, constituer des annexes évaporatoires des dépressions centrales qui collectent les saumures de plus en plus concentrées, après délestage du sulfate de calcium dans les parties marginales, selon un mécanisme illustré dans le bassin de Caltanissetta en Sicile.

Dans les dépendances périphériques, la précipitation des évaporites est précédée ou alterne avec des conditions sédimentaires particulières : glissements synsédimentaires développés, colonisation du milieu par les tapis cyanobactériens, etc... La persistance d'une alimentation marine et le diachronisme de la sédimentation évaporitique se traduisent par l'intercalation de laminites diatomitiques.

Source : MNHN, Paris

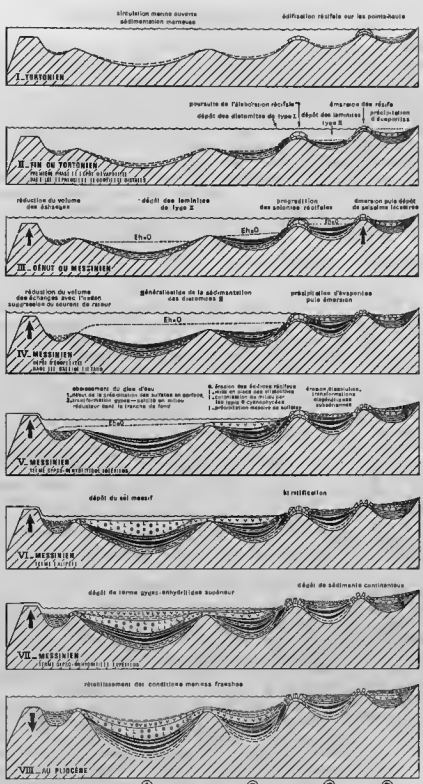


FIG. 72. — **Évolution paléogéographique** schématisée du domaine méditerranéen au cours du Miocène terminal et du Pliocène inférieur. Les différents types de bassins représentés correspondent aux quatre grands groupes décrits dans ce travail : (A) les bassins possédant un terme salifère développé ; (B) les bassins périphériques à sédimentation évaporitique d'épaisseur réduite ; (C) les bassins précocement émergés ; (D) les dépressions endoréiques situées en position distale.

Source : MNHN, Paris

Une tranche d'eau plus importante persiste dans les dépressions centrales où la sédimentation évaporitique débute avec un net décalage dans le temps (mécanismes décrits au ch. VI) : 1) alternance de précipitation superficielle de minéraux évaporitiques sans phénomènes de réduction dans la tranche de fond et de sédimentation organogène essentiellement diatomitique, 2) migration de la sédimentation et ségrégation synchrones des sels de plus en plus solubles depuis les marges vers le centre de la dépression (ch. VI ; fig. 72), 3) contrôle morphologique prédominant des accumulations salines dans les dépressions préfigurant les actuelles plaines abyssales.

Je rappellerai seulement les principaux caractères de la sédimentation évaporitique (voir ch. VI) : origine marine des sels, alimentation permanente en eaux marines jusqu'en Méditerranée orientale, individualisation de deux termes caractérisés par une inversion du bilan en sel (sulfate/chlorure) en relation avec un contrôle climatique, persistance très vraisemblable d'une tranche d'eau d'extension et de profondeur réduites dans les bassins les plus proximaux au moins.

c) L'évolution terminale vers la dessalure.

Annoncée dès le terme évaporitique supérieur (inversion du rapport chlorure/sulfate ; développement des organismes d'affinités saumâtres entre les bancs de gypse, etc...), elle conduira à l'arrêt des conditions évaporitiques intervenant à des stades différents selon les bassins et aboutira aux conditions laguno-lacustres terminales.

Leur généralisation dans la plupart des bassins s'accompagne d'une reprise simultanée des apports terrigènes (Arrenazzolo de Sicile, conglomérats de Pissouri, etc...) qui indiquent ici une modification climatique non pas brutale mais très graduelle puisqu'elle marque l'aboutissement d'une intensification de la dessalure constatée tout au long du terme supérieur. En fait, la généralisation des faunes d'affinités saumâtres et paratéthysiennes pourrait, dans ce cas, marquer un développement endémique dans un milieu devenu particulièrement favorable, de formes issues de migrants orientaux (Archambault-Guezou, 1976 ; Benson, 1973 ; Carbonnel, 1981, etc...) sans indiquer pour autant la vidange brutale du lac paratéthysien dans la Méditerranée asséchée (Hsü, 1978) qui ne saurait expliquer cette reprise de l'érosion. Un isolement plus sévère (fermeture définitive des détroits) n'est pas à écarter bien qu'aucun fait d'observation ne permette de l'affirmer, si ce ne sont des indices localisés d'émersion certaine (Pissouri). La présence très épisodique de microfaune marine rare, dans plusieurs bassins, pourrait indiquer une certaine permanence des apports marins, insuffisants pour compenser l'intense dilution du milieu.

IV) *Le passage au Pliocène.*

L'ingression marine rapide du Pliocène inférieur s'opère fréquemment dans un bassin qui a subi une réelle réorganisation structurale (Espagne, Chélif, Chypre) et demeure fréquemment en retrait des limites d'extension maximum de la mer préévaporitique (à laminites et récifs). Dans d'autres cas, elle s'étalera au-delà à la faveur d'un réseau hydrographique surcreusé au cours de la période antérieure (vallée du Rhône, canyons rifains) ; c'est seulement à la fin du Pliocène inférieur qu'elle retrouvera, localement, une extension proche de celle du Messinien préévaporitique.

Si des phénomènes de ravinement ou d'emboîtement des sédiments pliocènes dans des paléotopographies d'érosion (Maroc, Espagne, etc...) ainsi que des discordances angulaires (Apennins, Vai et Ricci-Lucchi, 1977 ; Chypre, ce travail) apparaissent localement, dans la plupart des cas, le contact est géométriquement concordant ; fréquemment, il n'apparaît marqué que par un horizon conglomératique ou sableux, discret, ou parfois une simple surface bioturbée. Cependant, la réorganisation structurale se marque très fréquemment à l'échelle régionale, indiquant ainsi l'existence de mouvements actifs qui se poursuivront pour engendrer la morphologie actuelle du domaine méditerranéen.

La transgression pliocène s'opère selon des modalités différentes à l'échelle du domaine méditerranéen et parfois à l'échelle d'un même bassin ; dans certains cas, la base du Pliocène inférieur montre un approfondissement relativement rapide, mais difficilement chiffrable, après une zone de transition d'épaisseur réduite à microfaune épipélagique.

Source : MNHN, Paris

C. — Les mécanismes généraux

Le bilan hydrologique d'un domaine aussi complexe et diversifié que le domaine méditerranéen comporte à l'évidence un très grand nombre de paramètres qui peuvent être différents et variables selon les lieux et les périodes considérés au cours du Messinien. La répartition, l'agencement et l'importance des corps salins, l'intensité et la durée du phénomène évaporitique seront directement fonction des caractères physiographiques propres de chacun des bassins : position altimétrique par rapport aux grands bassins centraux, éloignement des zones d'apport d'eaux océaniques, présence ou non de barrières topographiques, morphologie, contexte structural, drainage, différences climatiques locales etc... Toutefois, l'importance et la continuité de ces dépôts évaporitiques suffisent à démontrer le rôle de mécanismes généraux affectant alors l'ensemble du domaine, parmi lesquels il convient d'examiner les mécanismes tectoniques, glacio-eustatiques et climatiques.

1) *Les facteurs et les mécanismes de l'isolement.*

a) Le rôle de la tectonique.

Il est incontestable que la tectonique a joué un rôle fondamental en provoquant : *une restriction importante de la dimension des détroits* qui, en *modifiant la dynamique des échanges avec l'océan, en réduisant fortement le débit de la « source » océanique* et en entravant les phénomènes de reflux, *amène une modification des caractéristiques hydrodynamiques du bassin méditerranéen et un confinement* d'intensité croissante. Ce déséquilibre *prédispose* le milieu aux conditions évaporitiques qui se *développeront alors si les conditions climatiques le permettent.* Ceci est attesté par les observations réalisées dans les bassins situés à l'extrémité occidentale du domaine soumis à un isolement et à une tendance à l'émersion (absence ou fugacité de la reconquête pliocène) de plus en plus récente lorsque l'on va des parties distales (Guercif, Grenade) vers les parties plus proximales (voir précédemment).

Une certaine instabilité caractérise dès lors à la fois les conditions de transfert en eaux océaniques et les caractéristiques des milieux qui vont devenir, de ce fait, extrêmement sensibles aux variations du débit d'entrée des eaux océaniques, mais également du cadre climatique.

On pourrait ajouter à cela deux faits complémentaires :

1. — un contrôle partiel de la répartition des dépôts évaporitiques tel que le piégeage des masses importantes d'évaporites dans les zones les plus subsidentes ;

2. — une restructuration permanente (selon des modalités et des intensités différentes dans les domaines structuraux concernés) qui est révélée, grâce aux conditions hydrodynamiques particulières de la période de passage mio-pliocène, par les indices constants dans les bassins étudiés d'une importante réorganisation paléogéographique (Espagne, Algérie, Sicile, Chypre, etc...). De multiples observations réalisées dans ces bassins et les nombreuses données bibliographiques attestent l'importance des mouvements verticaux en grande partie responsables de l'acquisition des caractères bathymétriques de la Méditerranée actuelle.

b) Les fluctuations glacio-eustatiques du niveau océanique.

Il est évident que, lorsque la profondeur de la zone de communication se réduit, les fluctuations eustatiques du niveau marin peuvent avoir des conséquences dramatiques pour l'alimentation du bassin ; leur rôle sera donc d'aggraver l'effet des mécanismes tectoniques et d'introduire de possibles variations du volume des apports.

II) *Le contrôle des phénomènes évaporitiques : l'importance des mécanismes climatiques.*

L'insuffisance des apports d'eau océanique découlant de la réduction de profondeur des zones d'alimentation a donc entraîné le confinement de la tranche d'eau et introduit un déséquilibre per-

Source : MNHN, Paris

manent du milieu qui devient très sensible aux variations, même faibles, des autres paramètres, notamment climatiques. En jouant simultanément, mais d'une manière inversement proportionnelle, sur l'intensité de l'évaporation et des précipitations (apports d'eau douce par le ruissellement ou les fleuves), ces derniers pourront déterminer des inversions du bilan en eau, susceptibles de rendre compte en grande partie de l'évolution soit vers les conditions évaporitiques, soit vers les conditions saumâtres (voir ch. VI) et de l'alternance de sédiments montrant des indices de dessalure et de niveaux évaporitiques. Les variations du débit de la « source océanique » peuvent d'ailleurs provoquer le rétablissement temporaire de conditions marines franches.

Ce schéma n'exige donc pas d'interruption totale et durable des apports océaniques ; toutefois, l'instabilité de ces conditions d'alimentation, voire leur précarité font que de brèves interruptions, susceptibles de permettre des migrations de Mammifères, ne sont pas à exclure. D'autre part, aucune indication d'une succession régulière de phases d'alimentation-dessèchement complet n'apparaît. Les caractères observés peuvent donc être interprétés en terme de variations du bilan hydrologique, déterminées par le jeu d'au moins trois des paramètres que je viens d'examiner. Il devient alors aisé de concevoir que, même au plus fort des phénomènes de dessalure (« lac-mer » terminal), puissent persister localement de discrets indices de milieux marins témoins d'apports océaniques insuffisants pour compenser les arrivées massives d'eaux continentales. Notons qu'il n'est pas nécessaire d'envisager des conditions d'aridité extrême puisqu'il est admis que les caractéristiques du climat méditerranéen actuel suffiraient, si les conditions d'isolement morphologique étaient suffisantes, pour déterminer le dépôt de sel massif sans interrompre totalement les communications. *Des variations, mêmes faibles, du cadre climatique dues à des fluctuations latitudinales de front climatique, couplées avec des variations du débit de la « source océanique »* peuvent alors expliquer les variations observées : inversion de la composition globale des masses salines, cyclicité du terme supérieur, intensification des phénomènes de dessalure dans le terme supérieur jusqu'aux conditions laguno-lacustres terminales. A une phase majeure d' « aridité relative » au niveau du terme salifère, succède vraisemblablement un régime d'alternances correspondant en fait à une augmentation du régime des précipitations entrecoupée de phases d'aridification de moins en moins rigoureuses vers le sommet de la formation.

Il convient de noter que ces phénomènes s'intègrent parfaitement dans un contexte climatique que l'on peut, à partir de données nombreuses mais dispersées, considérer comme étant caractérisé par une évolution progressive depuis un optimum chaud et humide au Miocène moyen vers un « refroidissement » relatif correspondant en fait à une certaine aridification et par l'apparition locale de conditions voisines de celles du régime méditerranéen actuel. A une échelle plus vaste, elle semble correspondre à l'établissement d'une zonation latitudinale plus contrastée, préfigurant celle qui détermine le régime climatique actuel dont on connaît l'extrême aptitude à la mobilité.

En résumé, la genèse de l'épisode évaporitique messinien semble bien être le simple résultat de la conjonction d'un isolement morphologique et de conditions climatiques favorables, l'ensemble des phénomènes observés s'expliquant par l'interférence de différents paramètres (volume des entrées d'eaux océaniques, quantité des apports d'eaux continentales, évaporation et plus généralement bilan thermique, etc...) et de leurs variations relatives d'importance.

Source : MNHN, Paris

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La compréhension des mécanismes de la sédimentation évaporitique messinienne et de ses causes exige l'acquisition d'une connaissance globale de ses différents aspects et l'élargissement du champ des investigations à la totalité du domaine méditerranéen. Dans l'un des domaines géographiques parmi les plus instables sur le plan de la tectonique au cours de l'époque considérée et présentant de ce fait des caractères paléogéographiques diversifiés et changeants, le risque était important de ne prendre en considération que des sites trop localisés. C'est la raison principale de l'approche méthodologique adoptée dans ce travail, basée sur l'étude d'un maximum de bassins actuellement à l'affleurement et sur la prise en compte, non seulement des évaporites, mais de tous les composants de la séquence évaporitique (laminites, calcaires construits et évaporites) et de leurs rapports mutuels depuis les premiers indices du confinement jusqu'à la fin de l'épisode évaporitique. Elle s'appuie également sur une analyse sédimentologique détaillée, paléoécologique et même géochimique. Les résultats obtenus sur les bassins sélectionnés en fonction de leur représentativité paléogéographique (dépressions endoréiques distales, bassins marginaux à évaporites peu épaisses, équivalents paléogéographiques des actuelles plaines abyssales) ont été comparés avec ceux des études des sondages D.S.D.P. *ayant atteint* les évaporites.

Le lecteur trouvera l'essentiel des résultats et des propositions dans les conclusions partielles de chacun des chapitres constituant un essai de synthèse étagée à trois niveaux : exposé des faits d'observation, synthèse des environnements et reconstitution des modalités et des causes de la sédimentation évaporitique.

Les points fondamentaux dégagés par ce travail concernent :

— les paramètres géométriques et dynamiques ;
— les aspects sédimentologiques et les modalités de la sédimentation évaporitique ;
— les processus généraux.

I. — LE CADRE MORPHO-STRUCTURAL

A l'aube du Messinien, le bassin méditerranéen se présente comme un vaste domaine à paléogéographie diversifiée *préfigurant seulement le dispositif morphologique actuel*, mais avec un contraste bathymétrique nettement moins accentué et une profondeur maximum inférieure. Les caractères actuels ont été acquis en grande partie au cours de la période plio-quaternaire ; sans prétendre fournir une valeur précise, il apparaît que les faits observés et les données connues sont compatibles avec une profondeur inférieure au millier de mètres. Des études ultérieures sont néanmoins nécessaires pour établir ou rejeter l'hypothèse de l'existence de fosses profondes au Messinien en Méditerranée orientale notamment.

Une évolution *tectonique continue* notée depuis le Tortonien (pour la période concernant cette étude) se traduit par une tendance générale au relèvement des marges qui entraîne un isolement précoce de certaines dépressions distales. Les changements intervenus à la limite mio-pliocène notamment, en mettant en évidence cette nette réorganisation paléogéographique, ont joué le rôle de révé-

Source : MNHN, Paris

lateur, à cet instant, d'une structuration tectonique continue, avec des modalités régionales différentes et des intensités variables, qui conduira à l'acquisition progressive des caractères actuels.

En plus d'une modification permanente des paysages, cette tectonique prépare et conditionne partiellement la répartition des sédiments évaporitique, *en restreignant la dimension des communications et donc le volume des échanges avec l'océan*, et en assurant *le maintien, voire l'accentuation du dispositif morphologique* (permanence des dépressions subsidentes qui assureront le piégeage des masses importantes d'évaporites).

II. — LES ÉTAPES DU CONFINEMENT

A la conception *à la fois « fixiste » et « catastrophiste »* de l'événement messinien, l'observation fine conduit à substituer les notions de *progressivité et de diachronisme*. Le confinement de la tranche d'eau marine se traduit par le dépôt d'une séquence caractéristique d'une évolution des conditions de milieu : 1) sédimentation de milieu marin plus ou moins ouvert (marnes, diatomites type I, récifs à Madréporaires et à Mélobésiées), 2) stratification du corps d'eau avec établissement de conditions euxiniques dans la tranche de fond et réduction bathymétrique (laminites de type II, poursuite temporaire de l'édification récifale), 3) réduction de l'épaisseur du corps d'eau, installation de milieux à salinité variable, mise en place des sédiments de transition avec la généralisation des stromatolithes, début de la précipitation épisodique d'évaporites, arrêt définitif de la construction récifale, 4) généralisation des conditions évaporitiques, 5) installation des milieux laguno-lacustres terminaux.

Chacune des étapes ainsi définie est *diachrone et décalée au cours du temps à partir des marges vers les parties les plus centrales*, l'évolution pouvant être stoppée à chacun des stades en fonction du jeu de la tectonique et/ou de la position altimétrique du bassin considéré, permettant son émersion définitive lors de l'abaissement du niveau marin.

III. — LES MODALITÉS DE LA SÉDIMENTATION ÉVAPORITIQUE

Les études réalisées permettent d'envisager *une certaine permanence des apports marins* (à l'exception des dépressions endoréiques distales) tant *dans la partie occidentale que dans la partie orientale du domaine* et cela, même si les milieux résiduels sont soumis épisodiquement à des phénomènes de dessalure d'intensité variable ; elle implique *également une alimentation quasi continue en eaux océaniques* (sans exclure la possibilité de brèves interruptions) mais insuffisante *pour compenser les pertes par évaporation* conduisant *alors à un abaissement du plan d'eau dans le bassin*. Cet abaissement, qui débute dès la sédimentation des laminites, atteint une valeur maximum lors du dépôt des termes les plus solubles et se traduit par *une contraction concomitante* de l'extension du domaine sédimentaire. Malgré cela, aucun indice ne permet d'envisager une émersion complète et définitive du domaine et nous devons admettre la *permanence d'un dépôt sous tranche d'eau* d'épaisseur peu importante, bien que difficile à préciser, au moins dans les parties les plus centrales des bassins.

L'agencement des corps évaporitiques caractérise *une disposition concentrique (disposition de cuvette)* de l'échelle de l'ensemble du domaine à celle de chaque bassin ; les différents sels se répartissent en auréoles emboîtées, par ordre de solubilité croissante, de plus en plus récentes à partir des marges vers le centre du bassin. Ceci implique une migration des saumures vers les parties déprimées du système au cours des étapes du confinement de la tranche d'eau et met en lumière les notions fondamentales *de piège morphologique constamment entretenu par la subsidence* qui assure la pérennité du dispositif et par là même *peut permettre les fortes épaisseurs*. Le diachronisme, caractère principal des sédiments évaporitiques, se marque également par l'intercalation de gypse dans les niveaux préévaporitiques

Source : MNHN, Paris

(souvent accompagnés d'une réduction dans les conditions euxiniques). Il est probable que le dépôt d'un banc de gypse même continu a débuté plus précocement sur les marges qu'au centre. Les faciès gypseux déterminent aussi une zonalité depuis les dépôts sous-aquatiques au centre jusqu'aux diagénèses subaériennes dans les parties marginales ou une superposition au cours de l'histoire du bassin.

Les phénomènes de diagenèse précoce ou tardive, liés à des facteurs aussi divers que le piégeage dans la porosité, puis l'évolution ultérieure de fluides très concentrés, la modification des conditions de stabilité des minéraux par l'enfouissement, les contraintes tectoniques, etc..., sont à l'origine de convergences morphologiques au niveau des faciès nodulaires de l'anhydrite qui peuvent fausser l'interprétation des paléomilieux.

Dans ce schéma, la Méditerranée orientale se singularisc non seulement par une épaisseur notablement plus importante de sel mais par des caractères particuliers sur le plan paléoécologique (sédiments préévaporitiques). L'efficacité plus importante des mécanismes évaporitiques pourrait résulter de certains paramètres agissant peut-être conjointement ; une différenciation climatique avec des températures plus élevées et une évaporation supérieure, la position en fin de bassin formant un véritable « culot » d'accumulation de saumures déjà concentrées lors de leur transit en Méditerranée occidentale et peut-être un piège morphologique plus efficace.

IV. — LES MÉCANISMES

La sédimentation évaporitique messinienne nous paraît gouvernée par le jeu d'au moins trois types de paramètres : structuraux, eustatiques et climatiques. Les deux premiers provoquent, entretiennent ou aggravent l'isolement du bassin (réduction du volume des échanges avec l'océan, modification du régime hydrodynamique par suppression du courant de retour, etc...) et pour les premiers conditionnent la répartition des dépôts évaporitiques et leur importance volumétrique par la création du piège morphologique. Seuls, ils ne peuvent en aucun cas conduire aux conditions évaporitiques sans l'intervention du facteur climatique qui ne peut être que la *cause et non la conséquence* de la généralisation de celles-ci. Dans un bassin prédisposé au confinement par ses conditions d'isolement et soumis à une alimentation en eaux océaniques à débit faible et légèrement variable et continu, des variations du cadre climatique peuvent provoquer des modifications du bilan hydrologique susceptibles de rendre compte des variations observées (ch. VI). La succession des corps sédimentaires peut ainsi s'interpréter en grande partie par une évolution d'abord cyclique vers une phase d'aridification soutenue dont l'optimum se situe au niveau du terme salifère, puis d'oscillations climatiques (séquences du terme gypso-anhydritique supérieur) ; son accroissement aura pour conséquence la généralisation plus ou moins précoce des conditions laguno-lacustres auxquelles l'irruption marine du Pliocène inférieur, due à l'abaissement du seuil de Gibraltar, mettra un terme. Ce schéma s'intègre bien dans une évolution générale des conditions climatiques au Néogène marquées par une aridification et la mise en place d'un contraste climatique latitudinal qui ne fait qu'amorcer les conditions de l'époque actuelle.

Ainsi, la genèse des évaporites messiniennes est réglée par la conjonction de facteurs tectoniques et eustatiques jouant sur le débit des « sources » d'eaux océaniques, de facteurs climatiques qui commandent le phénomène évaporitique et de facteurs physiographiques régionaux ou locaux (évolution du cadre morphostructural, hydrodynamisme, drainage) qui déterminent l'expression lithologique et sédimentologique de l'événement.

A l'absence tout à fait préjudiciable, pour l'étude en cours, de données concernant le « terme salifère » épais et les niveaux sous-jacents dans les grands bassins actuellement profonds, ce travail a permis de remédier par l'examen d'un équivalent paléogéographique aujourd'hui émergé. Il n'en demeure pas moins évident que leur étude, si elle peut être réalisée un jour, apportera des données nouvelles et fondamentales pour l'interprétation définitive de cet épisode évaporitique ; elles nécessiteront vraisemblablement une adaptation du schéma proposé.

Malgré leur fréquence dans l'écbelle géologique, leur importance volumétrique considérable et

Source : MNHN, Paris

leur intérêt à la fois appliqué et théorique, les sédiments évaporitiques représentent toujours, dans l'histoire d'un bassin, l'enregistrement d'une période de « crise » ou de phénomènes paroxysmaux ; dans la plupart des cas, ils sont le résultat de la conjonction parfois accidentelle dans un temps relativement bref de paramètres favorables, les uns à caractères locaux, les autres à signification plus générale ; certains seulement demeureront accessibles à l'observation directe. De ce fait, si l'on excepte les mécanismes physico-chimiques qui régissent la précipitation des sels, et qui demeurent invariables, chaque bassin présente des caractères originaux qui ne peuvent être transposés qu'avec prudence à d'autres bassins ou à d'autres époques, illustrant peut-être encore plus qu'ailleurs le danger des modèles, du dogmatisme et la nécessité d'une étude détaillée aux diverses échelles d'observation. Ces réserves étant admises, il apparaît néanmoins que le Messinien méditerranéen constitue un des plus remarquables exemples d'évaporites marines dont l'étude est riche d'enseignements pour la compréhension des mécanismes de leur genèse, de l'échelle de la sédimentologie fine à celle des facteurs généraux.

Source : MNHN, Paris

LISTE DES RÉFÉRENCES CITÉES

Aitken, J. D. (1967). — Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of South Western Alberta. *Journ. of Sedim. Petrol.*, **37**, p. 1163-1178.

Aleria (1980). — Le canal de Corse et les bassins nord-tyrrhéniens au Miocène supérieur et terminal (Messinien) ; leur évolution plio-quaternaire. *In* : Orszag-Sperber F. et Rouchy J.-M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 5-12.

Alinat, J., Gierman, G. & Leenhardt, O. (1966). — Reconnaissance sismique des accidents de terrain en Mer Ligure. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **262**, B, p. 1311-1314.

Almagor, G. (1980). — Halokinetic deep-seated slumping on the Mediterranean slope of Northern Sinaï and Southern Israël. *Marine Geotechnology*, **4**, p. 83-104.

Anderson, R. V. V. (1936). — Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. *Geol. Soc. of Amer. Mem.*, **4**, 450 p.

Anrieux, J., Fonbote, J. M. & Mattauer, M. (1971). — Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar. *Earth and Plan. Sci. Lett.*, **12**, p. 191-198.

Angelier, J. (1975). — Sur l'analyse des phases superposées de la tectonique cassante : la néotectonique et les failles du massif de l'Ida (Crète, Grèce). *Ann. Soc. Géol. Nord*, **XCV**, p. 183-200.

Angelier, J., Brebion, P., Lauriat-Rage, A. & Muller, G. (1979). — Late Cenozoic biostratigraphy and neotectonic evolution of Crete. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **1**, p. 9-18.

Arambourg, C. (1927). — Les poissons fossiles d'Oran. *Mat. Carte géol. Algérie, Paléont.*, **6**, 291 p.

Arambourg, C. & Montenat, C. (1968). — Le gisement de Poissons fossiles du Miocène supérieur de Columbares (Province de Murcia, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **266**, D, p. 1649-1651.

Archambault-Guezou, J. (1976). — Étude des *Dreissenidae* du Néogène européen et revue stratigraphique des niveaux correspondants de la Paratéthys. Thèse Univ. Paris-Orsay, 359 p.

Arias, C., Bigazzi, G., Bonaronna, F. P., Morlotti, E., Rabicati di Brozolo, F., Rio, D., Torelli, L., Brigatti, M. F., Giuliani, O. & Tibelli, G. (1976). — Chronostratigraphy of the Izarorene section in the Melilla basin (Northeastern Morocco). *Boll. Soc. geol. Ital.*, **95**, p. 1681-1694.

Aubert de La Rue, E. (1932). — Étude géologique et géographique de l'archipel de Kerguelen. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **5**, 223 p.

Auboin, J. & Dercourt, J. (1965). — Sur la géologie de l'Égée : regard sur la Crète (Grèce). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **7**, p. 787-821.

Auzende, J. M., Bonnin, J., Olivet, J. L., Pautot, G. & Mauffret, A. (1971). — Upper Miocene Salt Layer in the Western Mediterranean Basin. *Nature Phys. Sci.*, **230**, p. 82.

Auzende, J. M., Rehault, J. P., Pastouret, L., Szep, B. & Olivet, J. L. (1975). — Les bassins sédimentaires de la mer d'Alboran. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **17**, p. 98-107.

Badaut, D., Risacher, F., Paquet, F., Eberhart, J. P. & Weber, F. (1979). — Néoformation de minéraux argileux à partir de frustules de diatomées : le cas des Lacs de l'Altiplano bolivien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **289**, D, p. 1191-1193.

Bagnall, P. S. (1960). — The Geology and Mineral Resources of the Pano Lefkara area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, **5**, 116 p.

Banby, O. L. (1975). — Messinian evaporite deposition and the Miocene-Pliocene boundary, Pasquasia-Capodarso sections, Sicily. *In* : Saito, T. & Burckle, L. H. (ed.) : Late Neogene Epoch boundaries. New York, p. 49-63.

Source : MNHN, Paris

Barber, P. (1980). — Paleogeographic evolution of the Proto-Nile delta during the Messinian salinity crisis. *In* : Orszag-Sperber, F. et Rouchy, J.-M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 13-18.

Baroz, F. & Bizon, G. (1974). — Le Néogène de la chaîne du Pentadaktylos et de la partie nord de la Mesaoria. Étude stratigraphique et micropaléontologique. *Rev. Inst. fr. Pétrole.*, **XXIX**, p. 327-358.

Baroz, F. & Bizon, G. (1977). — La couverture tertiaire du flanc nord du massif du Troodos et de la partie méridionale de la Mesaoria. Étude stratigraphique et micropaléontologique. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **XXXII** p. 719-758.

Baroz, F., Bizon, G., Bizon J. J., Heimann, K. O., Mallet, J. P., Muller, C., Orszag-Sperber, F., Rouchy J.-M. & Weisgerber, F. (1978). — Le Miocène terminal et le Pliocène dans la région de Polemi (Chypre ouest) ; milieux de dépôt. — *C. R. Acad. Sci. Paris*, **286**, D, p. 1771-1774.

Barr, F. T. & Walker, B. R. (1973). — Late Tertiary channel system in Northern Libya and its implications on Mediterranean sea level changes. *In* : Ryan, W. B. F. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1244-1250.

Bathurst, R. G. C. (1971). — Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology **12**. Elsevier Publ. Cº, Amsterdam, London, New York, 658 p.

Beaufort, L., Bruneau, J., Grepin, A. & Juliay (1954). — Ampleur de l'érosion pontienne et du comblement pliocène en Camargue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **4**, p. 175-184.

Benda, L. (1973). — Late Miocene sporomorph assemblage from the Mediterranean and their possible paleoclimatological implications. *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 256-259.

Benkhelil, J. (1976). — Étude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères bétiques (Espagne). Thèse Doct. 3e cycle, Nice, 180 p.

Benson, R. H. (1973). — An ostracodal view of the Messinian salinity crisis. *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 235-242.

Benson, R. H. (1976). — The biodynamic effects of the Messinian salinity crisis. A micropaleontological examination of the events of the Late Miocene in the Mediterranean. *Pal., Pal., Pal.*, **20**, 170 p.

Benson, R. H. (1978). — The paleoecology of the Ostracodes of D.S.D.P., Leg 42 A. *In* : Hsü, K. J., Montanert, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 777-788.

Berger, W. (1957). — Untersuchungen an der obermiozänen (Sarmatischen) Flora von Gabbro (Monte Livornesi) in der Toskana. *Paleontogr. Ital.*, **51**, p. 1-96.

Bernet-Rollande, M. C., Cravatte, J. & Maurin A. (1979). — Nouvelles données sédimentologiques sur les régions de Carmona et de Vera. 5e Séminaire Intern. Messinien (Chypre, sept. 1979). Résumé, 2 p.

Bernet-Rollande, M. C., & Maurin A. F. (1980a). — Volcanism-related reefs, Miocene of S. E. Spain. 26e Congr. Géol. Intern., Paris, **2**, sect. 6-12, p. 434. Résumé.

Bernet-Rollande, M. C., Maurin, A. F. & Monty, C. L. (1980b). — *Porites* vs. Stromatolites at Santa Pola (Spain) : a miocene sedimentological puzzle. 26e Congr. Géol. Intern. Paris, **2**, sect. 6-12, p. 435. Résumé.

Bertolani-Marchetti, D. & Cita, M. B. (1975). — Studi sul Pliocene e sugli stratti di passagio dal Miocene al Pliocene. VII. Palynological investigation on late Messinian sediments recorded at D.S.D.P. site 132 (Tyrrhenian Basin) and their bearing on the deep basin desiccation model. *Riv. ital. Paleont.*, **81**, p. 281-308.

Bertrand, J. P. & Jeliseieff, A. (1974). — Formation d'évaporites par des processus d'évaporation capillaire. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), XVI, p. 161-170.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., Courbier, P., Mugniot, J. F. & Sancho, J. (1974). — Geology of the Mediterranean basins. *In* : Burk, C. A. & Drake, C. L. (éd.) : The Geology of Continental Margins. Springer, New York, p. 695-721.

Biju-Duval, B. & Montadert, L. (ed.) (1976). Histoire structurale des bassins méditerranéens. XXVe Congr. Ass. Plén. de la C.I.E.S.M., Split, 1976. — Ed. Technip, 445 p.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. & Le Pichon, X. (1977). — La genèse de la Méditerranée. *La Recherche*, **77**, p. 811-822.

Source : MNHN, Paris

Biju-Duval, B., Letouzey, J. & Montadert, L. (1978). — Structures and evolution of the Mediterranean basins. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 951-984.

Bini, A., Cita, M. B. & Gaetani, M. (1978). — Southern alpine Lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment. *In* : Cita, M. B. & Ryan, W. B. F. : Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, **27**, p. 271-288.

Biscaye, P. E. (1964). — Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediment by X Ray diffraction. *Amer. Mineralogist*, **49**, p. 1281-1289.

Bizon, G., Bizon J. J. & Hortsmann, G.(1967). — Les foraminifères planctoniques de l'île de Zanthe (Grèce occidentale). Proc. First Intern. Conf. on Plankton. Microfoss., **1**, p. 190-198.

Bizon, G., Bizon, J. J. & Montenat, C. (1972). — Le Miocène terminal dans le Levant espagnol (provinces d'Alicante et de Murcie). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **27**, p. 831-862.

Bizon, G., Bizon, J. J., Bourrouilh, R. & Massa, D. (1973). — Présence aux îles Baléares (Méditerranée occidentale) de sédiments « messiniens » déposés dans une mer ouverte à salinité normale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **277**, D, p. 985-988.

Bizon, G., Bizon, J. J. & Montenat, C. (1975a). — Définition biostratigraphique du Messinien, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **281**, D. p. 359-362.

Bizon, G., Bizon, J. J., Montenat, C. & de Reneville, P. (1975b). — Exemple de continuité marine Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale : le bassin de Vera (Cordillères bétiques, Espagne méridionale). *Rapp. Comm. int. Mer Méd.*, **23**, 4a, p. 63-67.

Bizon, G., Bizon, J. J. & Muller, C. (1978). — Données tirées de l'étude des Foraminifères et des Nannofossiles du Messinien en affleurements et dans le milieu marin. *Bull. Mus. natn. Hist. nat. Paris*, (3), **518**, sér. C, Sci. de la Terre, p. 123-135.

Bizon, G., Muller, C. & Vergnaud-Grazzini, C. (1979). — Paleoenvironmental conditions during the deposition of Late Miocene diatomaceous sediments in Morocco and Cyprus. 7th Intern. Congr. on Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. Géol. Pays Hellén.*, (h.s.), **1**, p. 113-128.

Blow, W. H. (1969). — Late Middle Eocene to recent planktonic biostratigraphy. *Proc. First. Intern. Conf. Plank. Micropal.*, Genève, I, p. 199-422.

Bolli, H. M. (1966). — Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on Planktonic foraminifera. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Zurich*, **55**, p. 1-26.

Boltovskoy, E. & Wright, R. (1976). — Recent Foraminifera. W. Junk (éd.), La Haye, 515 p.

Bommarito, S. & Catalano, R. (1973). — Facies analysis of an evaporitic Messinian sequence near Ciminna (Palermo, Sicily). *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 172-177.

Borchert, H. & Muir, R. O. (1964). — Salt deposits. The Origin, Metamorphism and Deformation of Evaporites. The Univ. Series in Geol., Van Nostrand C° Ltd., 338 p.

Borsetti, A. M., Carloni, G. C., Cati, F., Ceretti, G., Cremonini, G., Elmi, C. & Ricci-Lucchi, F. (1974). — Paleogeography of the Messinian in the Peri-adriatic basin (Italy). 5e Congr. Néogène Méditerranéen, Lyon (1971). *Mém. B.R.G.M.*, **78**, p. 359-376.

Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G., Esteban, M., Longinelli. A. & Ricci-Lucchi, F. (1978). — Some aspects of the upper Miocene in Tuscany. Messinian Seminar **4**, 6eld trip guidebook, 88 p.

Boudreaux, A. (1973). — Calcareous nannoplancton ranges. *In* : Whitsmarsh, R. B. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **23**, Washington (U. S. Government Printing Office), p. 1073-1090.

Bourrouilh, R. (1973). — Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse Doct. État, 822 p.

Bouma, A. H. (1962). — Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Elsevier Publ. C°, Amsterdam, London, New York, 168 p.

Braitsch, O. (1971). — Salt deposits. Their origin and composition. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 297 p.

Bramlette, M. N. (1946). — The Monterey Formation of California and the origin of its siliceous rocks. *U.S. Geol. Surv.*, Proof. paper **212**, 58 p.

Source : MNHN, Paris

Braune, K., Fabricius, F. H. & Heimann, K. O. (1973). — Sedimentation and facies of Late Miocene strata on Cephalonia (Ionian Islands, Greece). *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 192-201.

Brives, A. (1897). — Les terrains miocènes du bassin du Chélif et du Dahra. Thèse, Lyon, 136 p.

Brives, A. (1920). — Sur l'âge des gypses du Dahra. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 54-55.

Brolsma, M. J. (1975). — Lithostratigraphy and foraminiferal assemblages of the Miocene-Pliocene transitional strata of Capo-Rossello and Eraclea Minoa (Sicily, Italy). *Proc. Kon. ned. Akad. Wetensch.*, B, **78**, p. 341-380.

Brongersma-Sanders, M. (1971). — Origin of major cyclicity of evaporites and bituminous rocks : an actualistic model. *Marine Geology*, **11**, p. 123-144.

Brongersma-Sanders, M. (1972). — Hydrological conditions leading to the development of bituminous sediments in the preevaporitic phase. *In* : Geology of saline deposits. Proc. Hanover Symp., 1968 (Earth Sciences, 7), UNESCO, p. 19-21.

Buckle, L. H. (1972). — Late Cenozoic Planktonic diatom zones from the Eastern-Equatorial Pacific. *Nov. Hedw.*, **39**, p. 247-246.

Burollet, P. F. (1951). — Étude géologique des bassins mio-pliocènes du Nord-Est de la Tunisie (Région entre Mateur, Ferryville et Porto-Farina). *Ann. des Mines et Géologie de Tunisie*, (1re sér.), Géol. génér. et études région., **7**, 86 p.

Burollet, P. F. & Byramjee, R. S. (1974a). — Réflexions sur la tectonique globale. Exemples africains et méditerranéens. *Notes et Mém. C.F.P.*, **11**, p. 71-120.

Burollet, P. F. & Byramjee, R. S. (1974b). — Évolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **278**, D, p. 1321-1324.

Burollet, P. F., Said, A. & Trouve, P. (1978). — Slim holes drilled on the Algerian shelf. *In* : Ross, D. A., Neprochnov, Y. P. *et al.* (éd.). *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part II, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1181-1184.

Busson, G. (1959). — Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000e, nº 81. Warnier (2e édition). *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie* avec notice explicative, 16 p.

Busson, G. (1972). — Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien *Mém. Mus. nat. Hist. nat.*, sér. C., Sci. de la Terre, **XXVI**, 441 p.

Busson, G. (1978). — L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. Libre jubilaire Jacques Flandrin. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, (h.s.), **4**, p. 87-112.

Busson, G. (1979). — « Le géant salifère » messinien du domaine méditerranéen : interprétation génétique et implications paléogéographiques. 7th Intern. Congr. on Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h. s.), **1**, p. 227-238.

Busson, G. & Magne, J. (1955). — Extension du Miocène supérieur au N. du bassin du Chélif (Algérie occidentale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 143-145.

Busson, G., Ludlam, S. D. & Noël, D. (1972). — L'importance des diatomées dans les dépôts actuels varvés (alternance de couches annuelles) de Green Lake (près Fayetteville N. Y.), modèle de sédimentation confinée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274**, p. 3044-3047.

Busson, G. & Noël, D. (1972). — Sur la constitution et la genèse de divers sédiments finement feuilletés (« laminites »), à alternance de calcaire et de matière organique ou argileuse. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274**, D, p. 3172-3175.

Butler, G. P. (1969). — Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast. Arabian Gulf. *Journ. of Sedim. Petrol.*, **39**, p. 70-89.

Calvert, S. E. (1966a). — Origine of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California. *Journ. of Geol.*, **74**, p. 546-565.

Calvert, S. E. (1966b). — Accumulation of diatomaceous Silica in the sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **77**, p. 569-596.

Carbonnel, G. (1980). — L'ostracofaune du Messinien : une preuve de la vidange de la Paratéthys. *In* : Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, **1**, p. 19-24.

Source : MNHN, Paris

Casati, P., Bertozzi, P., Cita, M. B., Longinelli, A. & Damiani, V. (1978). — Stratigraphy and paleoenvironment of the Messinian « Colombacci » formation in the Periadriatic trough. A pilot study. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 173-195.

Caspers, H. (1957). — Black Sea and Sea of Azov. Transl. by Schmidt, K. P.. *Geol. Soc. of Amer. Mem.* **67**, p. 801-890.

Catalano, R. & Esteban, M. (1978). — Messinian reefs of western and central Sicily. *Messinian Seminar 4*, Rome (octobre 1978). Résumé, 2 p.

Catalano, R., Ruggieri, G. & Sprovieri, R. (éd.) (1978). — Messinian Evaporites in the Mediterranean. Erice Seminar (1975). *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, 385 p.

Cayeux, L. (1911). — Le Miocène de l'île de Crète. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **152**, p. 637-639.

Chamley, H. (1972). — Destruction d'argile dans les sapropèles en Méditerranée orientale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **274**, D, p. 2837-2840.

Chamley, H. & Robert, C. (1980). — Sédimentation argileuse au Tertiaire supérieur dans le domaine méditerranéen. *In* : Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 25-34.

Chamley, H., Giroud d'Argoud, G. & Robert, C. (1977). — Genèse des smectites messiniennes de Sicile. Implications paléoclimatiques. *Géol. Méd.*, **IV**, p. 371-378.

Chamley, H., Dunoyer de Segonzac, G. & Melieres, F. (1978). — Clay minerals in Messinian sediment of the Mediterranean area. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al* : *In. Rep. Deep. Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 389-395.

Charlot, R., Chouhert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L., Marçais, J. & Tisserand, D. (1967). — Note au sujet de l'âge isotopique de la limite Miocène-Pliocène au Maroc. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **264**, D, p. 222-224.

Chevallier, J. P. (1961). — Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, XL, **93**, 562 p.

Chouhert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L. & Lecointre, G. (1964). — Le Néogène du bassin de Melilla (Maroc septentrional) et sa signification pour définir la limite Mio-Pliocène au Maroc. Proc. 3 d. sec., Comm. Méd. Neog. Stratigr. Berne. Brill, E. J., Leyde, p. 238-244.

Chumakov, I. S. (1973). — Geological history of the Mediterranean at the end of the Miocene — the beginning of the Pliocene according to new data. *In* : Ryan, W. B. F. *et al.* : *In Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1241-1242.

Ciaranfi, N., Dazzaro, L., Pieri, P., Rapisardi L. & Sarnella, A. (1978). — Preliminary description of some Messinian evaporitic facies along the Abruzzi-Molise boundary. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 251-260.

Ciarapica, A., Gandin, A. & Sandrelli, F. (1980). — Le milieu sédimentaire des gypses messiniens affleurant près de Montalcinello (bassin Radicondali, Toscane méridionale, Italie). *In* : Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, VII, 1, p. 35-42.

Cieselski, P. F. & Sherwood, W. W. Jr. (1977). — Geological history of the Maurice Ewing Bank of the Falkland Plateau (southwest Atlantic sector of the southern Ocean) based on piston and drill cores. *Marine Geology*, **25**, p. 175-207.

Cita, M. B. (1973). — Mediterranean evaporite : paleontological arguments for a deep basin desiccation model. *In* : Drooger. C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 206-228.

Cita, M. B. (1974). — Stratigraphie du Néogène dans les fonds marins de la Méditerranée. 5e Congr. Néogène Méd., Lyon 1971. *Mém. B.R.G.M.*, **78**, 2, p. 387-398.

Cita, M. B. (1975). — The Mio/Pliocene boundary : history and definition. *In* : Saito, T. & Burckle, L. H. (éd.) : Late Neogene Epoch boundaries. New York, p. 130.

Cita, M. B. (1979). — Quand la Méditerranée était asséchée. *La Recherche*, **107**, p. 26-36.

Cita, M. B. & Gartner, S. (1973). — The stratotype Zanclean : foraminiferal and nannofossil bio-stratigraphy. *Riv. ital. Paleont.*, **79**, p. 503-558.

Cita, M. B. & Ryan, W. B. F. (éd.) (1978a). — Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, **27**, 366 p.

Source : MNHN, Paris

Cita, M. B. & Ryan, W. B. F. (1978b). — Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. — II. The Bou Regreg section of the Atlantic coast of Morocco. Evidence, timing and significance of a Late Miocene regressive phase. *Riv. ital. Paleont.*, **84**, p. 1051-1082.

Cita, M. B., Wright, R. C., Ryan, W. B. F. & Longinelli, A. (1978c). — Messinian paleoenvironments. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1003-1035.

Cita, M. B. & Colombo, L. (1979). — Sedimentation in the latest Messinian at Capo-Rossello (Sicily). *Sedimentology*, **26**, p. 497-522.

Cita, M. B. & Wright, R. (éd.) (1979). — Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Pal., Pal., Pal.*, **29**, 222 p.

Cita, M. B., Vismara Schilling, A. & Bossio, A. (1980). — Studi sul Pliocene e sugli strati di passagio del Miocene al Pliocene. XII. Stratigraphy and paleoenvironment of the Cuevas de Almanzora section (Vera basin). A reinterpretation. *Riv. ital. Paleont.*, **86**, p. 215-240.

Clari, P. & Ghibaudo, G. (1979). — Multiple slump scars in the Tortonian type area (Piemont basin, Northwestern Italy). *Sedimentology*, **26**, p. 719-730.

Clauzon, G. (1975). — Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales. L'exemple du midi méditerranéen français. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, **329**, p. 317-333.

Colletta, B. (1977). — Évolution néotectonique de la partie méridionale du hassin de Guercif (Maroc oriental). Thèse 3e cycle, Univ. Grenoble, 167 p.

Colquhoun, D. J. & Johnson, H. S. Jr. (1978). — Tertiary sea level fluctuations in south California. *Pal., Pal., Pal.*, **5**, p. 105-126.

Cornet, C. (1968). — Le graben médian (zone A) de la Méditerranée occidentale pourrait être Pontien. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 149-150.

Cravatte, J., Dufaure, Ph., Prim, M. & Rouaix, S. (1974). — Les sondages du Golfe du Lion. Stratigraphie, sédimentologie. *Notes et Mém. C. F. P.*, **11**, p. 209-214.

Curzi, P., Fabri, A. & Nanni, T. (1980). — The Messinian evaporitic event in the Sardinia hasin area (Tyrrhenien sea). *Marine Geology*, **34**, p. 157-170.

Dabrio, C. J., Garcia-Yebra, R., Gonzalez Donoso, J. M. & Vera, J. A. (1972). — Turbiditas asociadas a evaporitas (Mioceno, La Mala, Depresión de Granada). *Cuad. Geol.*, **3**, p. 139-164.

Davies, G. R. & LubLan, S. D. (1973). — Origin of laminated and graded sediments, Middle Devonian of Western Canada. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **84**, p. 3527-3546.

Davis, J. B. & Kirkland, D. W. (1970). — Native sulphur deposition in the Castile Formation, Culberson Country, Texas. *Econ. Geology*, **65**, p. 107-121.

Davis, J. B., Stanley, J. P. & Custard, H. C. (1970). — Evidence against oxidation of hydrogen sulphide hy sulphate ions to produce elemental sulphur. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **54**, p. 2444-2447.

Debelmas, J. & Demarcq, G. (1980). — Le bassin rhodanien (de Lyon à la Méditerranée). *Géologie alpine*, Lah. Géol. Univ. Grenoble, **56**, p. 59-62.

Debyser, J. (1961). — Contribution à l'étude géochimique des vases marines. Inst. fr. Pétrole et Ed. Technip., 249 p.

Decima, A. (1978). — Initial data on the bromine distribution in the Miocene salt formation of southern Sicily. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **16**, p. 39-43.

Decima, A. & Wezel, F. C. (1971). — Osservazioni sulle evaporiti Messiniane della Sicilia centro-meridionale. *Riv. Miner. Sic.*, Ann. **22**, n° 130-134, p. 172-187.

Degens, E. T. & Ross, D. A. (1974). — The Black Sea Geology, chemistry and biology. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists*, Mem., **20**, 590 p.

Delfaud, J., Micbaux, J., Neurbin, J. & Revert, J. (1973). — Un modèle paléogéographique de la hordure méditerranéenne. Évolution de la région oranaise (Algérie) au Miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, **64**, p. 219-241.

Delfaud, J. & Revert, J. (1974). — Observations sur le calcaire à stromatolithes d'âge Miocène terminal du Djebel Murdjadjo (Oran, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **279**, D, p. 1979-1982.

Denton, G. H. & Armstrong, R. L. (1969). — Miocene-Pliocene Glaciations in southern Alaska. *Amer. Journ. Sci.*, **267**, p. 1121-1142.

Source : MNHN, Paris

DENTON, G. H., ARMSTRONG, R. L. & STUIVER, M. (1971). — The late Cenozoic glacial history of Antarctica. *In* : TUREKIAN, K. K. (éd.) : Late Cenozoic glacial Ages. Yale University Press, New Haven, Conn., p. 267-306.

DESSAU, G., JENSEN, M. L. & NAKAI, N. (1962). — Geology and isotopic studies of Sicilian sulfur deposits. *Econ. Geology*, **57**, p. 410-438.

DICKINSON, S. B. & KING, D. (1949). — The Stenhouse bay gypsum deposits. *Mining Rev.*, **87**, p. 108-136.

D'ONOFRIO, J. E., GIANELLI, L., IACCARINO, S., MORLOTTI, E., ROMEO, M., SALVATORINI, G., SAMPO, M. & SPROVIERI, R. (1975). — Planktonic foraminifera of the upper Miocene from some Italian sections and the problems of the lower boundary of the Messinian. *Boll. Soc. geol. Ital.*, **14**, p. 177-196.

DRONKERT, H. (1977). — The evaporites of the Sorhas basin. *Inst. de Invest. Geol., Diputación Provincial*, Univ. de Barcelona, **XXXII**, p. 55-76.

DRONKERT, H. (1977). — A preliminary note on a recent sahkha deposit in S. Spain. *Inst. de Invest. Geol., Diputación Provincial*, Univ. de Barcelona, **XXXII**, p. 153-166.

DRONKERT, H. (1978). — Late Miocene evaporites in the Sorhas basin and adjoining areas. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 341-342.

DROOGER, C. W. (1973a). — Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, 272 p.

DROOGER, C. W. (1973b). — The Messinian events in the Mediterranean. A review. *In* : DROOGER, C. W. (éd). : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 263-272.

DUBERTRET, L. (1933). — Le Miocène en Syrie et au Liban. Haut-Commissariat de la République Française en Syrie et au Liban. Service des Travaux Publics, section d'Études Geologiques. *Notes et Mém.*, **1**, p. 63-99.

EDGAR, N. T., SAUNDERS, J. B., BOLLI, H. M., DONNELLY, T. N., HAY, N. W., MAURASSE, F., NIETO, H. P., PREMOLI-SILVA, I., RIEDEL, W. R. & SCHNEIDERMANN, N. (1973). — Site 147. *In* : EDGAR, N. T., SAUNDERS, J. B. *et al.*, *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **15**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 179-188.

EMERY, K. O. & HULSEMANN, J. (1962). — The relationships of sediments, life and water in a marine basin. *Deep. Sea Res.*, **8**, p. 165-180.

ENTE ZOLFI ITALIANI (1963). — Studi e indagini per ricerche solfifere — Bacini di Aragona — Comitini, Grotte, Racalmuto e Montedoro. *Riv. Miner. Sic.*, **79**, p. 3-26.

ESTEBAN, M. (1977). — El arrecife de Santa Pola. *In* : ESTEBAN, M. & ORTI, F. : 1er Seminario de asociaciones arrecifales evaporiticas. Univ. de Barcelona, p. 4.11-5.5.

ESTEBAN, M. (1979). — Significance of the Upper Miocene Coral reefs of the Western Mediterranean. *In* : CITA, M. B. & WRIGHT, R. (éd.) : Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Pal., Pal., Pal.*, **29**, p. 169-188.

ESTOCADE (1978). — Messinian subacrial erosion of the Stoechades and Saint Tropez Canyons. A submersible study. *In* : CITA, M. B. & RYAN, W. B. F. (éd.) : Messinian Erosional Surface in the Mediterranean. *Marine Geology*, **27**, p. 247-270.

FABRICIUS, F. H. & HIEKE, W. (1976). — Neogene to quaternary development of the Ionian basin (Mediterranean) : considerations based on a « dynamic shallow basin » of the Messinian salinity event. *In* : BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, L. (éd.) : Intern. Symposium of the structural history of the Mediterranean Basins, Split (Youg.). Ed. Technip. Paris, p. 391-400.

FABRICIUS, F. H., HEIMANN, K. O. & BRAUNE, K. (1978). — Comparisons of site 374 with circum-ionian land sections : implications for the Messinian « salinity crisis » on the basis of a « dynamic model ». *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.*, *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 927-942.

FEINBERG, H. (1978). — Les séries tertiaires du Prérif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). Biostratigraphie, paléogéographie et aperçu tectonique. Thèse Doct. État, Univ. Toulouse, 211 p.

FINCKH, P. G. (1978). — Are Southern Alpine Lakes former Messinian Canyons ? Geophysical evidence for preglacial erosion in the Southern Alpine Lakes. *In* : CITA, M. B. & RYAN, W. B. F. (éd.) : Messinian erosional surfaces. *Marine Geology*, **27**, p. 289-302.

FINETTI, I. & MORELLI, C. (1972). — Wide-scale digital seismic exploration. *Boll. Geofis. Teor. et Appl.*, **14**, p. 291-336.

Source : MNHN, Paris

FINETTI, I. & MORELLI, C. (1973). — Geophysical exploration of the Mediterranean sea. *Boll. Geofis. Teor. et Appl.*, **15**, p. 263-341.

FORTUIN, A. R. (1977). — Stratigraphy and sedimentary history of the Neogene deposits in the Ierapetra region, Eastern Crete. *Gua Papers of Geol.*, (ser. 1), **8**, 164 p.

FOURNIER, N. (1980). — Le bassin de Nijar-Carboneras (Cordillères bétiques). Néotectonique ; étude des diaclases. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Paris VI, 157 p.

FREUDENTHAL, T. (1969). — Stratigraphy of Neogene deposits in the Khania Province, Crete, with special reference to Foraminifera of the family *Planorbulinidae*. *Utrecht Micropal. Bull.*, **1**, 202 p.

FRIEDMAN, G. M. (1973). — Petrographic data and comments on the depositional environments of the Miocene sulfates and dolomites at the sites 124, 132 and 134, Western Mediterranean Sea. *In* : RYAN, W. B. F., *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 695-708.

FURON, R. (1972). — Éléments de paléoclimatologie. De l'enseignement à la recherche. Sciences de la Terre, Vuibert Éd., 216 p.

GARDETTE, D. (1979). — Apport de l'étude des diatomées et des silicoflagellés à la biostratigraphie. Reconstitution du Messinien de Méditerranée : analyse de quelques tripolis du passage Mio-Pliocène à Chypre, en Crète et au Maroc. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Paris-Sud, 274 p.

GARISSON, R. E., SCHREIBER, B. C., BERNOULLI, D., FABRICIUS, F. H., KIDD, R. E. & MELIERES, F. (1978). — Sedimentary petrology and structures of Messinian evaporitic sediments in the Mediterranean Sea, leg 42 A, Deep Sea Drilling Project. *In* : HSÜ, K. J. & MONTADERT L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 571-612.

GASS, J. G. & COCKBAIN, A. E. (1971). — Notes on the occurrence of gypsum in Cyprus. *Overseas Geol. and Miner. Res.*, **8**, p. 279-287.

GAT, J. & STILLER, M. (1981). — La Mer Morte. *La Recherche*, **126**, p. 1084-1093.

GAUDANT, J. (1977). — Signification bathymétrique, paléoclimatique et paléogéographique de l'Ichthyofaune marine du Miocène terminal de la Méditerranée occidentale, Remarques préliminaires. *Bull. Mus. nat. Hist. nat. Paris*, (3), 518, sér. C, Sci. de la Terre, **70**, p. 137-148.

GAUDRY, A. (1862). — Géologie de l'île de Chypre. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, (2), **VII**, p. 149-314.

GEEL, T. (1977). — Introduction to the stratigraphy of the Neogene deposits of the Lorca basin and Sierra de la Tercia (S. E. Spain). Messinian Seminar 3, Field trip guidebook, 10 p.

GEEL, T. (1978). — Messinian gypsiferous deposits of the Lorca basin (Province of Murcia, S. E. Spain). *In* : CATALANO *et al.* (éd.) : Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 369-385.

GEERLINGS, L. P. A., DRONKERT, H., VAN DER POEL, H. M. & VAN HINTE, J. E. (1980). — Non-Marine interval in Mio-Pliocene sequence at Cuevas de Almanzara (S. E. Spain). *In* : ORSZAG-SPERBER, F. & ROUCHY, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 67-70.

GENNESSEAUX, M. & LEFEVRE, D. (1980). — Le Golfe du Lion et le Paléo-Rhône Messinien. *In* : ORSZAG-SPERBER, F. & ROUCHY, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 71-80.

GERSONDE, R. (1980). — Paläoökologische und biostratigraphische Auswertung von Diatomeenassoziationen aus dem Messinium des Caltanissetta — beckens (Sizilien) und einiger vergleich profile in SO Spanien NW Algerien und auf Kreta. Thèse, Univ. Kiel, 393 p.

GIGNOUX, M. (1936). — Géologie stratigraphique. 2e éd. Ed. Masson et Cie, 709 p.

GILL, W. D. (1965). — The Mediterranean basin. *In* : Salt Basins around Africa. Meeting Inst. Petroleum Geol. Soc., London, p. 101-111.

GILLET, S. (1959). — Affinités orientales des Mollusques messiniens. *Atti. Soc. Tosc. Sc. nat.*, (sér. A), **66**, p. 415.

GLANGEAUD, L. (1966). — Les grands ensembles structuraux de la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède 1. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **262**, D, p. 2405-2408.

GLANGEAUD, L., ALINAT, J., POLVÊCHE, J., GUILLAUME, A. & LEENHARDT, O. (1966). — Les grands ensembles structuraux de la Mer Ligure, leur évolution et leurs relations avec les chaînes continentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **8**, p. 921-937.

Source : MNHN, Paris

Gleason, P. J. (1972). — The Origin, Sedimentation and Stratigraphy of a Calcitic Mud located in a Southern Fresh Water Everglades. Thesis Depart. Geoscience, Pennsylvania State Univ. (unpublished).

Goldsmith, L. H. (1969). — Concentration of Potash Salts in Saline Basins. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **53**, 4, p. 790-797.

Golubic, S. & Campbell, S. E. (1981). — Biogenically Formed Aragonite Concretions in Marine Rivularia. *In* : Monty, C. (éd.) : Phanerozoic Stromatolites ; Cases Histories. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 209-229.

Gonzalez-Donoso, J. M. (1968). — Conclusiones estratratigraficas y paleogeograficas sobre los terrenos miocenicos de la depression de Granada. *Acta geol. Hisp.*, **3**, p. 57-63.

Gonzalez-Donoso, J. M. (1977). — Sobre la edad de los materiales marinos de la base de la serie de La Mala. Messinian Seminar 3, Field trip guidebook, **1**, p. 9-12.

Goreau, T. F. & Land, L. S. (1974). — Fore Reef Morphology and Depositional Processus North Jamaica. *In* : Laporte, L. F. (éd.) : Reefs in time and space, selected examples from the Recent and Ancient. *S.E.P.M.*, spec. publ. **18**, p. 77-89.

Goto, M. (1967). — Oriented growth of gypsum in the Marion Lake gypsum deposit, south Australia. *Journ. of Fac. of Sci. Hokkaido Univ.*, (IV), **XIII**, p. 86-89.

Gourinard, Y. (1952). — Le littoral oranais (mouvements verticaux et anomalies gravimétriques). 19e Congr. géol. intern., Alger, 1952. *Monogr. région.* (1re sér.), **22**, 62 p.

Groupe de recherche neotectonique de l'Arc de Gibraltar (1977). — L'histoire tectonique récente (Tortonien à Quaternaire) de l'Arc de Gibraltar et des bordures de la Mer d'Alboran. Conclusions générales. Signification géodynamique des phénomènes observés. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **XIX**, p. 605-614.

Guardia, P. (1975). — Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Doct. État, Univ. Nice, 289 p.

Gucluer, S. M. & Grant, G. M. (1964). — Recent marine sediments in Saanich inlet, a stagnant marine basin. *Limnol. Oceanogr.*, **9**, p. 359-376.

Guillemin, M. (1976). — Les formations néogènes et quaternaires des régions de Melilla-Nador et leurs déformations (Maroc nord-oriental). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Orléans, 220 p.

Guiraud, R. (1973). — Évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Doct. État, Univ. Nice, 270 p.

Gunatilaka, A. (1975). — Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar lagoon, Northwest Ceylan. *Sedimentary Geology*, **14**, p. 275-300.

Gvirtzmann, G. & Buchbinder, B. (1976). — The desiccation events in the eastern Mediterranean during Messinian times as compared with other Miocene desiccation events in basins around the Mediterranean. *In* : Biju-Duval, B. & Montadert, L. (éd.) : Intern. Symposium of the structural history of the mediterranean Basins, Split (Youg.), Éd. Technip, Paris, p. 411-420.

Hajos, M. (1973). — The Mediterranean diatoms. *In* : Ryan, W. B. F., Hsü, K. J. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, part ff, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 944-970.

Hamada, T. (1975). — The Holocene corals of raised reefs of Japan. *In* : Second Symp. sur les Coraux et récifs coralliens fossiles, 1975. *Mém. B.R.G.M.*, **89**, p. 389-395.

Hallam, A. (1967). — The depth significance of shales with bituminous laminae. *Marine Geology*, **5**/6, p. 329-332.

Hardie, L. A. (1967). — The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *Amer. Mineralogist*, **52**, p. 171-200.

Hardie, A. H. & Eugster, H. P. (1971). — The depositional environment of marine evaporites : a case for shallow, clastic accumulation. *Sedimentology*, **16**, p. 187-220.

Hassan, F. & El Dashlouty, S. (1970). — Miocene evaporites of the Gulf of Suez region and their significance. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **54**, p. 1686-1696.

Hayes, D. E. & Frakes, L. A. (1975). — General synthesis, Deep Sea Drilling Project. Leg 28. *In* : Hayes, D. E., Frakes, L. A. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **28**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 919-942.

Heimann, K. O. (1977). — Die Fazies des Messins und untersten Pliozäns auf den Ionischen Inseln (Zakynthos, Kephallinia, Korfu/Griechenland) und auf Sizilien. Thèse, Munich, 158 p.

Source : MNHN, Paris

HEIMANN, K. O. (1978). — La flore et le climat dans la région ionienne pendant le Messinien. *Bull. Mus. nat. Hist. nat., Paris*, (4), **1**, sèr. C, Sci. de la Terre, p. 19-24.

HEIMANN, K. O. & MASCLE, G. (1974). — Les séquences de la série évaporitique messinienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **279**, D, p. 1987-1990.

HEIMANN, K. O., JUST, J. & MULLER, C. (1979). — Sedimentological and paleoecological aspects of messinian strata on the Ionian Islands (Greece). *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **II**, p. 501-514.

HELLER-KALLAI, L., YARIV, S. & RIEMER, M. (1973). — The formation of hydroxy interlayers in smectites under the influence of organic bases. *Clay Minerals*, **10**, p. 35-40.

HERSEY, J. B. (1965). — Sedimentary basins of the Mediterranean sea. *In* : WHITTARD, W. F. & BRADSHAW, R. (éd.) : Submarine Geology and Geophysics. 17e Symp. Colston Research Soc., Butterworths, London, **17**, p. 75-91.

HEYBROEK, F. (1965). — The Red Sea Miocene Evaporite Basin. *In* : Salt basins around Africa. Meeting Inst. Petroleum Geol. Soc., London, p. 17-40.

HILALI, E. A. & NATAF, M. (1970). — Le Kieselguhr de Ras Tarf (Province de Nador) et ses possibilités d'utilisation en génie civil. *Mines et Géologie*, **33**, p. 13-20.

HOLSER, W. T., WARDLAW, N. C. & WATSON, D. W. (1972). — Bromide in salt rocks : extraordinarily low content in the lower Elk Point salt, Canada. *In* : Geology of saline deposits. Proc. Hanover Symp., 1968. UNESCO, p. 69-75.

HORTSMANN, G. (1967). — Géologie de la partie méridionale de l'île de Zanthe (Grèce). Thèse, Univ. Paris, 127 p.

HOUZAY, J. P. (1975). — Géologie du bassin de Boudinar (Rif oriental, Maroc). Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Paris VI, 227 p.

HSÜ, K. J. (1973). — The desiccated deep basin model for the Messinian events. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 60-67.

HSÜ, K. J. (1978). — Quand la Mer Noire était asséchée. *Pour la Science*, **9**, p. 14-27.

HSÜ, K. J., CITA, M. B. & RYAN, W. B. F. (1973a). — The origin of the Mediterranean evaporites. *In* : RYAN, W. B. F. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1203-1231.

HSÜ, K. J., RYAN, W. B. F. & SCHREIBER, B. C. (1973b). — Petrography of a halite sample from hole 134. Balearic abyssal plain. *In* : RYAN, W. B. F., HSÜ, K. J. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, part II, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 708-712.

HSÜ, K. J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, D., BIZON, G., CITA, M. B., ERICKSON, A., FABRICIUS, F., GARRISON, R. E., KIDD, R. B., MELIERES, F., MULLER, C. & WRIGHT, R. (1978a). — *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, I & II, Washington (U.S. Government Printing Office), 2493 p.

HSÜ, K. J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, D., BIZON, G., CITA, M. B., ERICKSON, A., FABRICIUS, F., GARRISON, R. E., KIDD, R. B., MELIERES, F., MULLER, C. & WRIGHT, R. (1978b). — Introduction and explanatory notes. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 3-26.

HSÜ, K. J., MONTADERT, L., BERNOUILLI, L., CITA, M. B., ERICKSON, A., GARRISON, R. E., KIDD, R. B., MELIERES, F., MULLER, C. & WRIGHT, R. (1978c). — History of the Mediterranean salinity crisis. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42, 1**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1053-1078.

HUANG, W. H. & KELLER, W. D. (1972). — Organic acids as agents of chemical weathering of silicate minerals. *Nature Phys. Sci.*, **239**, p. 149-151.

HULSEMANN, J. & EMERY, K. O. (1960), — Stratification in recent sediments of Santa Barbara basin as controlled by organisms and water character. *Journ. of Geol.*, **69**, p. 279-290.

IACCARINO, S., MORLOTTI, E., PAPANI, G., PELOSIO, G. & RAFFI, S. (1975). — Litostratigrafia e biostratigrafia di alcune serie neogeniche della Provincia di Almeria (Andalusia orientale, Spagna). *L'Ateneo Parmense, Acta Naturalia*, **11**, p. 237-313.

I.G.S.R.-I.F.P. (1966). — Étude géologique de l'Épire. Éd. Technip, p. 1-306.

ILLING, L. V. (1954). — Bahaman calcareous sands. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **38**, p. 1-94.

INGLE, J. C. (1980). — Depositional history and significance of Neogene diatomites from the Pacific rim. 26e Congr. Géol. Intern., Paris, p. 487, résumé.

Source : MNHN, Paris

Jaskó, S. (1979). — Distribution of Miocene evaporites in the Tethys and Paratethys. *Ann. Géol. Pays hellén.* (h.s.), **II**, p. 559-564.

Jauzein, A. (1974). — Les données sur le système $CaSo_4$, H_2O et leurs implications géologiques. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **XVI**, p. 151-160.

Jenkins, D. G. (1971). — The reliability of some Cenozoic planktonic foraminiferal « datum planes » used in biostratigraphic correlation. *Journ. Foram. Res.*, **1**, p. 82-86.

Kelts, K. & Mac Kenzie, J. T. (1980). — Formation of Deep-Sea Dolomite in Anoxic Diatomaceous Oozes. 26e Congr. Géol. Intern. (Paris, 1980), **I**, (sect. 1 à 5), p. 244 (Résumé).

Kemp, E. M. (1978). — Tertiary climatic evolution and vegetation history in the southeast Indian Ocean region. *Pal., Pal., Pal.*, **24**, p. 169-208.

Kendall, G. S. C. & Skipwith, P.A.D.E. (1969). — Holocene shallow-Water Carbonate and Evaporite Sediments. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **53**, p. 841-869.

Kennett, J. P. (1967). — Recognition and correlation of the Kapitean stage (Upper Miocene, New Zealand). *N. Z. Journ. Geol. Geophys.*, **10**, p. 1051-1063.

Kerdany, M. T. (1968). — Note on the planktonic zonation of the Miocene in the Gulf of Suez region, U.A.R. Comm. Med. Neog. Strat., Proc. IV sess., Bologna, 1967. *Giorn. di Geol.*, (sér. 29), **35**, p. 157-166.

Khrushchov, D. R. (1979). — Correlation scheme of Miocene evaporite formations of Precarpathians. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **II**, p. 585-594.

Khrushchov, D. R. & Petrichenko, O. I. (1979). — Evaporite formations of Central Paratethys and conditions of their sedimentation. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **II**, p. 595-612.

Kinsman, D. J. J. (1964). — Reef coral tolerance of high temperatures and salinities. *Nature*, **202**, p. 1280-1282.

Kinsman, D. J. J. (1966). — Gypsum and anhydrite of Recent Age, Trucial Coast Persian Gulf. *In* : Ran, J. L. (éd.) : Second Symposium on Salt, 1. North Ohio Geol. Soc., p. 302-326.

Kinsman, D. J. J. (1969). — Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow water and supratidal evaporites. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **53**, p. 830-840.

Kinsman, D. J. J. (1974). — Calcium sulphate of minerals evaporite deposits : their primary mineralogy and diagenetic history. *In* : Coogan, A. (éd.) : 4th Symp. on Salt (Houston, 1973), Northern Ohio Geol. Soc., p. 343-348.

Krumbein, W. E. & Cohen, Y. (1977). — Primary Production, Mat Formation and Lithification : Contribution of Oxygenic and Facultative Anoxygenic Cyanobacteria. *In* : Flügel, E. (éd.) : Fossil Algae. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 37-56.

Kuehn, R. & Hsü, K. J. (1978). — Chemistry of halite and potash salt cores, D.S.D.P. site 374 and 376, leg 42 A, Mediterranean Sea. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part **1**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 613-620.

Laffitte, R. (1948). — Sur l'étage sahélien-Pomel. *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, **39**, p. 31-56.

Lapierre, H. (1970). — Découverte de plusieurs phases orogéniques mésozoïques au sud de Chypre. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **266**, D, p. 1817-1820.

Leblanc, D. (1975). — Étude géologique dans le Rif externe oriental au nord de Taza (Maroc). *Trav. Lab. de Géol. Méd.*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 293 p.

Leclaire, L. (1978). — Les dépôts siliceux néogènes des océans actuels : produits de l'évolution climatique terrestre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XX**, p. 559-568.

Leclaire, L. (1979). — L'Océan Indien : une introduction à la Paléoocéanographie. *Cah. Indo-Pacifique*, 1, p. 249-296.

Leenhardt, O. (1970). — Sondages sismiques continus en Méditerranée occidentale. *Mém. Inst. Océanogr. Monaco*, **I**, 120 p.

Leenhardt, O. (1973). — Distribution and thickness of the Messinian evaporites in the Western Mediterranean. *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 39-43.

Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J. M. & Olivet, J. L. (1971). — La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. *Earth Plan. Sci Lett.*, **13**, p. 145-152.

Source : MNHN, Paris

Lhenaff, R. (1977). — Recherches géomorphologiques sur les Cordillères bétiques centro-occidentales (Espagne). Thèse Doct. État, 2 tomes, 713 p.

Lo Cicero, G. & Catalano, R. (1978). — Facies and petrography of some Messinian evaporites of the Ciminna basin (Sicily). *In* : Catalano, R. *et al.* (éd.) : Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 63-81.

Logan, B. W., Hoffman, P. & Gebelein, C. D. (1974). — Algal mats, cryptalgal fabrics and structures Hamelin Pool, Western Australia. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Mem.*, **22**, p. 140-194.

Longinelli, A. (1979). — Isotope geochemistry of some Messinian evaporites : paleoenvironmental implications. *Pal., Pal., Pal.*, **29**, p. 125-142.

Louis, M. & Salle, C. (1954). — Étude géologique et géochimique des indices du Miocène supérieur du bassin du Chélif. 19e Congr. géol. intern. (Alger, 1952). *C. R.*, fasc. 14, p. 229-246.

Ludlam, S. D. (1969). — Fayetteville Green Lake, New York. III. The laminated sediments. *Limnol. Oceanogr.*, **14**, p. 848-857.

Mac Intyre, I. G. & Pilkey, O. H. (1969). — Tropical reefs corals : tolerance of low temperatures of North Carolina continental shelf. *Science*, **166**, p. 374-375.

Mac Kenzie, D. P. (1970). — Plate tectonics of the Mediterranean region. *Nature*, **226**, p. 239-243.

Mac Kenzie, J. A., Jenkyns, H. C. & Bennett, G. G. (1979). — Stable isotope study of the cyclic diatomite-claystones from the Tripoli formation, Sicily : a prelude to the Messinian salinity crisis. *In* : Cita, M. B. & Wright, R. (éd.) : Geodynamic and biodynamic effects of the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Pal., Pal., Pal.*, **29**, p. 125-142.

Madgwick, T. G., Moon, F. W. & Sadek, H. (1920). — Preliminary geological report on the Abu Shaar el Qibli (Black Hill) districts. Ministry of Finance, Egypt, *Petroleum Res. Bull.*, **6**, 10 p.

Maiklem, W. R., Bebout, D. G. & Glaister, R. P. (1969). — Classification of anhydrite. A practical approach. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **17**, p. 194-233.

Maley, J. (1980). — Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique : leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. *In* : Williams, M. A. J. & Faure, H. (éd.) : The Sahara and the Nile. Balkema, Rotterdam, p. 63-86.

Manufutty, J. A. (1977). — The Late Miocene planktonic foraminiferal associations of the Lorca basin (Province of Murcia, S. E. Spain). Messinian Seminar 3, Field-trip Guidebook, p. 21-29.

Marcopoulo-Diacantoni, A. (1979). — Sur quelques Polypiers fossiles du Tortonien de Crète. Signification paléoécologique et paléogéographique. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **II**, p. 735-744.

Martina, E., Casati, P., Cita, M. B., Gersonde, R., D'Onofrio, S. & Bossio, A. (1979). — Notes on the Messinian stratigraphy of the Crotone basin, Calabria (Italy). *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h. s.), **II**, p. 755-765.

Martinez-Diaz, C. & Perconig, E. (1977). — Observaciones micropaleontologicas e estratigraficas sobre el corte de San Miguel de Salinas cerca del km 16 de la Carretera de Orihuela. Messinian Seminar 3, Field-trip Guidebook, p. 31-38.

Martini, E. (1971). — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *In* : Farinacci, A. (éd.) : Proceedings of the Second Planktonic Conference, Rome. Ed. Technoscienza, **2**, p. 739-785.

Mascle, G. (1973). — Étude géologique des Monts Sicani (Sicile). Thèse Doct. État, Univ. Paris VI, 691 p.

Mascle, G. et Mascle J. (1972). — Aspects of Some Evaporitic Structures in Western Mediterranean Sea. *Am. Assoc. Petroleum Geologists*, **56**, 11, p. 2260-2267.

Mauffret, A. (1969). — Les dômes et les structures « anticlinales » de la Méditerranée occidentale au Nord-Est des Baléares. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **24**, p. 953-960.

Mauffret, A. (1976). — Étude géodynamique de la marge des îles Baléares. Thèse Doct. ès Sciences, Univ. P. & M. Curie, Paris, 137 p.

Maurin, A. F. (1980). — Habitats et diagenèse de gypses miocènes, Benejuzar (Alicante), Espagne. *In* : Dépôts évaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences. Éd. Technip, p. 57, 224-229.

Maurin, A. F., Monty, C. L. & Bernet-Rollande, M. C. (1980). — The Miocene *Porites* reef of Santa Pola (Spain). 26e Congr. Géol. Intern. Paris, **II**, 6-12, résumé.

Mayr-Eymar, K. (1867). — Catalogue systématique et description des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent au Musée Fédéral de Zürich. *Naturhist. Museum Zürich*, C, **1**, p. 1-37, **2**, p. 1-65.

Source : MNHN, Paris

MEGERISI, M. & MAMGAIN, V. D. (1979). — The Neogene of Lybia and its evaporites. A survey. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **II**, p. 789-798.

MELIERES, F., CEAMLEY, H., COUMES, F. & ROUGE, P. (1978). — X Ray mineralogy studies, Leg 42 A, Deep Sea Drilling Project Mediterranean Sea. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 361-383.

MENARD, H. W., SMITE, S. M. & PRATT, R. M. (1965). — The Rhône deep-sea fan. *In* : WHITTARD, W. H. & BRADSHAW, R. (éd.) : Submarine Geology and Geophysics, 17th Symposium Colston Research Soc., Butterworths, London, **17**, p. 271-285.

MEULENKAMP, J. E., 1969. — Stratigraphy of Neogene deposits in the Rethymnon province, Crete, with special reference to the phylogeny of uniserial *Uvigerina* from the Mediterranean region. *Utrecht Micropal. Bull.*, **2**, 168 p.

MEULENKAMP, J. E. & ZACEARIASSE, W. J. (1973). — Stratigraphic and structural framework of the Messinian deposits on Crete. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 202-205.

MEULENKAMP, J. E., JONKERS, A. & SPAAK, P. (1977). — Late Miocene to Early Pliocene development of Crete. *In* : VI Coll. on the Geol. of the Aegean Reg., Inst. of Geol. and Min. Res., Proc., vol. I, p. 137-149.

MEULENKAMP, J. E., DERMITZAKIS, M., GEORGIADOU-DIKEOULIA, E., JONKERS, A. & BÖGER, H. (1979a). — Field guide to the Neogene of Crete. *Publ. Dept. of Geol. Paleont.*, Univ. of Athens, (ser. A), **32**, 32 p.

MEZZADRI, P. (1957). La serie gessoso-solfifera della Sicilia è un deposito marino. *Boll. Serv. geol. Ital.*, **LXXVIII**, p. 609-619.

MONNIER, M. (1978). — La formation à tripolis du Messinien du bassin de Caltanissetta (Sicile). Étude géologique, caractérisation géochimique de la matière organique et estimation du potentiel pétrolier. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Franche-Comté, 194 p.

MONTADERT, L., SANCHO, J., FAIL, J. P., DEBYSER, J. & WINNOCK, E. (1971). — De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée occidentale (Nord-Est des Baléares). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **271**, D, p. 812-815.

MONTADERT, L., LETOUZEY, J. & MAUFFRET, A. (1978). — Messinian event : seismic evidence. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1037-1050.

MONTENAT, C. (1973a). — Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol. Thèse Doct. État, Univ. Paris-Sud, 1170 p.

MONTENAT, C. (1973b). — Le Miocène terminal des chaînes bétiques (Espagne méridionale). Esquisse paléogéographique. *In* : DROOGER, C. W. (éd.). *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 180-187.

MONTENAT, C. (1976). — Chronologie et principaux événements de l'histoire paléogéographique du Néogène récent. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), **XIX**, 3, p. 577-583.

MONTENAT, C. (1977). — Les bassins néogènes du Levant d'Alicante et de Murcia (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **69**, 345 p.

MONTENAT, C. & BIZON, G. (1975). — Le Néogène des Cordillères bétiques (Espagne méridionale). Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. *Bur. Et. ind. et de Coop. Inst. fr. Pétrole*, 187 p.

MONTENAT, C. & BIZON, G. (1976a). — — A propos de l'évolution géodynamique Mio-Pliocène en Méditerranée orientale. L'exemple du bassin de Vera (Cordillères bétiques, Espagne méridionale). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 15-16.

MONTENAT, C., BIZON, G., BIZON, J. J. & CARBONNEL, G. (1976b). — Continuité ou discontinuité de sédimentation marine Mio-Pliocène en Méditerranée occidentale. L'exemple du bassin de Vera (Espagne méridionale). *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **XXXI**, p. 643-663.

MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. & PLAZIAT, J. C. (1980). — La signification des faunes marines contemporaines des évaporites messiniennes dans le sud-est de l'Espagne. Conséquences pour l'interprétation des conditions d'isolement de la Méditerranée occidentale. *In* : ORSZAG-SPERBER, F. & ROUCHY, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 91-102.

MONTY, C. L. V. (1965). — Geological and environmental significance of *Cyanophyta*. Thesis, Princeton Univ. N.J. (Microfilm nº 66-5003), Univ. Microfilm Inc., Ann Harbor, Michigan, 429 p.

Source : MNHN, Paris

MONTY, C. L. V. (1967). — Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **94**, p. 265-276.

MONTY, C. L. V. (1972). — Recent algal stromatolitic deposits, Andros Islands, Bahamas. Preliminary Report. *Geol. Rundschau*, **61**, p. 742-783.

MONTY, C. L. V. (1973). — Precambrian background and phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **96**, p. 585-624.

MONTY, C. L. V. (1976). — The origin and developments of cryptalgal fabrics. *In* : WALTER, M. R. (éd.) : Stromatolites. Developments in Sedimentology **20**. Elsevier Publ. Cº, Amsterdam, London, New York, p. 193-259.

MONTY, C. L. V. (1979). — Conséquences biosédimentologiques de l'évolution des écosystèmes. *Pétroles et Techniques*, **260**, p. 1-11.

MONTY, C. L. V. (1980a). — Considérations sur les Cyanophycées en milieu sursalé. *Bull. Cent. Rech. Expl.-Prod. Elf Aquitaine*, **4**, p. 371 (résumé).

MONTY, C. L. V. (1980b). — Miocene stromatolitic biostromes, Benejuzar S.E. Spain, 26e Congr. Géol. Intern., Paris, **II**, 6-12, p. 522 (résumé).

MONTY, C. L. V. (1981). — Spongiostromate Vs. Porostromate Stromatolites and Oncolites. *In* : MONTY, C. L. V. (éd.) : Phanerozoic Stromatolites. Case histories, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 1-4.

MONTY, C. L. V. & HARDIE, L. A. (1976). — The geological significance of the fresh water blue-green algal calcareous marsh. *In* : WALTER, M. R. (ed.) : Stromatolites. Developments in Sedimentology **20**, Elsevier Publ. Cº, Amsterdam, London, New York, p. 447-474.

MONTY, C. L. V., MAURIN, A. F. & BERNET-ROLLANDE, M. C. (1980). — Miocene stromatolitic reefs from S.E. Spain. 26e Congr. Géol. Intern., Paris, **II**, 6-12 p, p. 521 (résumé).

MORELLI, C. (1975). — Geophysics to the Mediterranean. *Rapp. Comm. Int. Mer Méd.*, spec. issue, **7**, p. 29-111.

MOTTA, S. (1953). — Nota descrittiva geologica della tavoletta Agrigento (271-IV-NE), con particolare esame della serie gessoso-solifera in essa esistente. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, **LXXVIII**, p. 519-567.

MULDER, C. J. (1973). — Tectonic framework and distribution of Miocene evaporites in the Mediterranean. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 44-49.

MULDER, C. J. & PARRY, G. R. (1977). — Late tertiary evolution of the Alboran sea at the eastern entrance of the straits of Gibraltar. *In* : BIJU-DUVAL, B. & MONTADERT, B. (éd.) : Histoire structurale des bassins méditerranéens, Split (Youg.), Ed. Technip, p. 401-410.

MURRAY, R. C. (1964). — Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Journ. of Sedim. Petrol.*, **34**, p. 512-523.

NAKAGAWA, H., NITSUMA, N., KITAMURA, N., MATOBA, Y., TAKAYAMA, T. & ASANO, K. (1974). — Preliminary results on magnetostratigraphy of Neogene stage stratotype sections in Italy. *Riv. ital. Paleont.*, **80**, p. 615-630.

NEEV, D. (1979). — Deep water gypsum deposits as indicated by the Neogene geological history of the central coastal plain of Israel. *Sedimentary Geology*, **23**, p. 127-136.

NEEV, D. & EMERY, K. O. (1967). — The Dead Sea, depositional processes and environments of evaporites. *Geol. Surv. Israel. Bull.*, **41**, 147 p.

NESTEROFF, W. D. (1973a). — Petrography and mineralogy of sapropels. *In* : RYAN, W. B. F., HSÜ, K. J. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 713-720.

NESTEROFF, W. D. (1973b). — Un modèle pour les évaporites messiniennes en Méditerranée : des bassins peu profonds avec dépôt d'évaporites lagunaires : *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, p. 69-81.

NESTEROFF, W. D. (1973c). — Pétrographie des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Comparaison des forages JOIDES-DSDP et des dépôts du bassin de Sicile. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, p. 111-123.

NESTEROFF, W. D. & GLAÇON, G. (1977). — Le caractère rythmique des évaporites messiniennes en Méditerranée orientale (coupe d'Eraclea-Minoa, Sicile). *Bull. Soc. géol. France*, (7), **19**, p. 489-500.

OGNIBEN, L. (1953). — « Argille scagliose » ed « argille brecciate » in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, **LXXV**, p. 281-289.

Source : MNHN, Paris

Ogniben, L. (1954). — La « Regola di Mottura » di orientazione del gesso. *Period. Miner.*, **XXIII**, p. 53-72.

Ogniben, L. (1955). — Inverse graded bedding in primary gypsum of chemical deposition. *Journ. of Sedim. Petrol.*, **25**, p. 273-281.

Ogniben, L. (1957). — Petrografia della serie solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. descr. Carta geol. ital.*, **33**, 275 p.

Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (1979). — Le Miocène supérieur et le Miocène inférieur au Sud de Chypre. Livret-guide de l'excursion du 5e Séminaire international sur le Messinien (Paphos), 50 p.

Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (1980). — Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, 154 p.

Orszag-Sperber, F., Rouchy, J. M., Bizon, G., Bizon, J. J., Cravatte, J. & Muller, C. (1981). — La sédimentation messinienne dans le bassin de Polemi (Chypre). *In* : Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (éd.) — Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 91-102.

Orti-Cabo, F. & Pueyo Mur, J. J. (1977). — Asociación halita bandeada-anhidrita nodular del Yacimiento de Remolinos, Zaragoza (sector central de la Cuenca del Ebro). Nota petrogenética. *Inst. de Invest. Geol.*, Deputación provincial de Barcelona, **XXXII**, p. 167-202.

Orti-Cabo, F. & Shearman, D. J. (1978). — Estructuras y fábricas deposicionales en las evaporitas del Mioceno superior (Messiniense) de San Miguel de Salinas (Alicante, España). *Inst. de Invest. Geol.*, Deputación provincial de Barcelona, **XXXII**, p. 5-54.

Ott d'Estevou, P. (1980). — Évolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Thèse, Univ. Paris VII, 264 p.

Pagnier, H. (1978). — Depth of deposition of Messinian selenitic gypsum in the basin of Sorbas (S.E. Spain). *In* : Catalano, R. *et al.* : Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 363-368.

Panneroek, A. J. (1969a). — Uplift and subsidence in and around the western Mediterranean since the Oligocene : a review. *Trans. Roy. Geol. and Min. Assoc. Netherlands*, **26**, p. 53-78.

Panneroek, A. J. (1969b). — Uplift and subsidence in and around the western Mediterranean since the Oligocene. *Geol. Mijnb.*, **26**, p. 53-77.

Pantazis, T. M. (1967). — The geology and mineral resources of the Pharmakas-Kalavasos area. *Mem. Geol. Surv. Cyprus*, **8**, 169 p.

Pantazis, T. M. (1978). — Cyprus evaporites. *In* : Ross, D. A., Neprochnov, Y. P. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part II, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 1185-1196.

Parea, G. C. & Ricci-Lucchi, F. (1972). — Resedimented evaporites in the Periadriatic trough. *Israel Journ. Earth. Sci.*, **21**, p. 125-141.

Pastouret, L., Olivet, J. L., Auzende, J. M. & Rehault, J. P. (1975). — Remarques complémentaires sur le Néogène de la Mer d'Alboran. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XVII**, p. 1168-1171.

Peck, D. M., Missimer, T. M., Slater, T. H., Wise, S. W. Jr. & O Donnel T. H. (1979). — Late Miocene glacial eustatic lowering of sea level : evidence from the Tamiami formation of South Florida. *Geology*, **7**, p. 285-288.

Perconig, F. (1971). — Andalusian. *In* : Carloni, G. C., Marks, P., Rutsch, R. F. & Selli, F. (éd.) : Stratotypes of Mediterranean Neogene Stages. *Giorn. di Geol.*, (1959), (sér. 2), **37**, p. 13-21.

Perrodon, A. (1957). — Étude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (h.s.), **12**, 328 p.

Perthuisot, J. P. (1971). — Recent polyhalite from Sebkha el Melah (Tunisia). *Nature*, **232**, p. 186-187.

Perthuisot, J. P. (1975). — La Sebkha El Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paralique. Thèse Doct. État, *Trav. Lab. Géologie*, École Normale Supérieure, **9**, 252 p.

Pierre, C. (1974). — Contribution à l'étude sédimentologique et isotopique des évaporites messiniennes de la Méditerranée. Implications géodynamiques. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Paris VI, 273 p.

Pierre, C. & Fontes, J. C. (1978). — Isotope composition of Messinian sediments from the Mediterranean sea as indicators of paleoenvironment and diagenesis. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 635-650.

Pollak, W. H. (1979). — Structural and lithological development of the Prinos-Kavala basin, Sea of Thrace, Greece. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h. s.), **II**, p. 1003-1011.

Source : MNHN, Paris

Pomel, A. (1858). — Sur le système des montagnes de Mermoucha et sur le terrain sahélien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **XLVII**, p. 852-855.

Poznjak, E. (1940). — The system $CaSO_4$-H_2O. *Amer. Journ. Sci.*, **5**, 35 A, p. 247-272.

Proenrou, P. (1979). — The evaporites formation in tha Nestos-Prinos graben in tha Northern Aegean Sea. *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h. s.), **II**, p. 1013-1020.

Purser, B. H. & Loreau, J. P. (1973). — Aragonitic Supratidal Encrustations of the Trucial Coast Persian Gulf. *In* : Purser, B. H. : The Persian Gulf. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 343-376.

Rampnoux, J. P., Angelier, J., Colletta, B., Frudal, S., Guillemin, M. & Pierre, G. (1977). — Les résultats de l'analyse structurale et la néotectonique des littoraux. B. Les résultats de l'analyse structurale au Maroc. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **XIX**, p. 594-598.

R.C.P. 459 (1978). — Le Messinien. Les réunion da la R.C.P. 459 : « Nature et Genèse des faciès confinés », Le Messinien, Paris 16-17 mai 1977. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, (3e sér.), C, Sci. da la Terra, **70**, p. 123-155 ; (4e sér.), 1, C, Sci. de la Terre, 1, p. 3-24.

Ricchards, F. A. & Vaccaro, R. F. (1956). — The Cariaco Trench, an anaerobic basin in the Caribbaan sea. *Deep. Sea Res.*, **3**, p. 214-228.

Ricci-Lucchi, F. (1973). — Resedimented evaporites : indicators of slope instability and deep basins conditions in Periadriatic Messinian (Apennines Foredeep, Italy). *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian events in the Mediterranean. *Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, p. 142-149.

Ricci-Lucchi, F. (1975). — Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Apennines. *In* : Squyres, C. (ed.) : Geology of Italy, **II**, p. 359-376.

Ricchiuto, T. E. & Mac Kenzie, J. A. (1978). — Stable isotopic investigation of Messinian sulfate samples from D.S.D.P. Leg 42 A, Eastern Mediterranean Sea. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 650-655.

Richter-Bernburg, G. (1973). — Facies and paleogeography of the Messinian evaporites in Sicily. *In* : Drooger, C. W. (ed.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 124-141.

Riedel, W. R. & Sanfilippo, A. (1971). — Cenozoic Radiolaria from the Caribbean, Deep Sea Drill. Proj., Leg. 7. *In* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **7**, Washington (U.S. Government Printing Offica), p. 1529-1672.

Rittenberg, S. C., Emery, K. O. & Orr, W. (1955). — Regeneration of nutrients in sediments of marine basins. *Deep. Sea Res.*, **3**, p. 23-45.

Robertson, A. H. F. (1977). — Tertiary uplift history of the Troodos massif, Cyprus. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **88**, p. 1763-1772.

Rorp, T. B. & Van Harten, D. (1979a). — Sedimentological and ostracodological observations on Messinian post-evaporitic deposits on some southeastern spanish basins. 7th Intern. Congr. on Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. Géol. Pays hellén.*, (h.s.), **3**, p. 1037-1044.

Rorp, T. B., Beets, D. J., Dronkert, H. & Pagnier, H. (1979b). — A prograding coastal sequence of wave built structures of Messinian age. Sorbas, Almeria, Spain. *Sedimentary Geology*, **22**, p. 135-163.

Rögl, F., Steininger, F. F. & Muller, C. (1978). Middle Miocene salinity crisis and paleogeography of the Paratethys (Middle and eastern Europe). *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 985-990.

Ross, D. A. & Uchupi, E. (1977). — The structure and sedimentary history of the southeastern Mediterrsnean Sea — Nile cone area. *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **61**, p. 872-902.

Rouchy, J. M. (1976a). — Mise en évidence de nannoplancton calcaire dans certains types de gypse finement lité (balatino) du Miocène terminal de Sicile et conséquences sur la genèse des évaporites méditerranéennes de cet âge. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **282**, D, p. 13-16.

Rouchy, J. M. (1976b). — Sur la genèse des deux principaux types de gypse (finement lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* (2), **XVIII**, p. 347-364.

Rouchy, J. M. (1978). — Le Miocène évaporitique du Golfe de Suez (Égypte). Rapport C.F.P., inédit, 9 p.

Rouchy, J. M. (1979). — La sédimentation évaporitique sur les marges messiniennes. 7th Intern. Congr. on Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. géol. Pays hellén.*, (h.s.), **3**, p. 1051-1060.

Source : MNHN, Paris

ROUCHY, J. M. (1980a). — La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée : un bilan. *Bull. Cent. Rech. Pau-S.N.P.A.*, **4**, p. 511-545.

ROUCHY, J. M. (1980b). — Les séquences évaporitiques du Miocène terminal de Sicile et d'Espagne méridionale. *In* : Dépôts évaporitiques. Illustration et interprétation de quelques séquences. Ed. Technip, p. 33-39 et 160-173.

ROUCHY, J. M. & FRENEIX, S. (1979). — Quelques gisements messiniens de bivalves (formations des tripolis d'Algérie et du Maroc). Signification paléoécologique. 7th Intern. Congr. Medit. Neogene (Athènes, 1979). *Ann. géol. Pays hellén.*, (h.s.), **3**, p. 1061-1070.

ROUCHY, J. M. & PIERRE, C. (1979). — Données sédimentologiques et isotopiques sur les gypses des séries évaporitiques messiniennes d'Espagne méridionale et de Chypre. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, **21**, 4, p. 267-280.

ROUCHY, J. M. & ORSZAG-SPERBER, F. (1980). — Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée : bilan du 5e Séminaire sur le Messinien. *In* : ORSZAG-SPERBER, F. & ROUCHY, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 147-154.

ROUCHY, J. M. & MONTY, C. L. V. (1981). — Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. *In* : MONTY, C. L. V. (éd.) : Phanerozoic stromatolites. Springer-Verlag, Heidelberg, London, New York, p. 155-178.

ROUCHY, J. M., ORSZAG-SPERBER, F., BIZON, G. & BIZON, J. J. (1980), — Mise en évidence d'une phase d'émersion fini-messinienne dans le bassin de Pissouri (Chypre). Une modalité de passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **291**, D, p. 729-732.

ROUVIER, H. (1977). — Géologie de l'Extrême-Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Doct. État, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 2 vol., 703 p.

RYAN, W. B. F. (1973). — Geodynamic implication of the Messinian crisis of salinity. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 26-38.

RYAN, W. B. F. (1976). — Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, **23**, p. 791-813.

RYAN, W. B. F. (1978). — Messinian badlands of the Southeastern margin of the Mediterranean Sea. *In* : CITA, M. B. & RYAN, W. B. F. (éd.) : Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, **27**, p. 349-363.

RYAN, W. B. F., HSÜ, K. J., CITA, M. B., DUMITRICA, P., LORT, J. M., MAINC, W., NESTEROFF, W. D., PAUTOT, G., STRAHNER, H. & WEZEL, F. C. (1973). — *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **13**, Washington (U.S. Government Printing Office), 1447 p.

RYAN, W. B. F., CITA, M. B., DREYFUS-RAWSON, M., BURCKLE, M. & SAITO, T. (1974). — A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and the Indian oceans in order to investigate the response of the World to the Mediterranean « Salinity crisis ». *Riv. ital. Paleont.*, **80**, p. 631-688.

RYAN, W. B. F. & CITA, M. B. (1978). — The nature and distribution of Messinian erosional surfaces, Indicators of a several — kilometer — deep Mediterranean in the Miocene. *In* : CITA, M. B. & RYAN, W. B. F. (éd.) : Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, **27**, p. 193-230.

SAIN, R. (1962). — The Geology of Egypt. Elsevier Publ. Co, Amsterdam, New York, 377 p.

SCHMIDT DI FRIEBERG, G. (1962). — Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile. *Rev. Inst. fr. Pétrole*, **XVII**, p. 635-667.

SCHRADER, H. J. (1973). — Cenozoic diatoms from the Northeast Pacific Leg. 18. *In* : KULM, L. D., VON HUENE, R. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **18**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 673-797.

SCHRADER, H. J. & GERSONDE, R. (1978). — The Late Messinian Mediterranean brackish to freshwater environment, diatom floral evidence. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 761-775.

SCHREIBER, B. C. (1973). — Survey of the physical features of Messinian chemical sediments. *In* : DROOGER, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 101-110.

Source : MNHN, Paris

Schreiber, B. C. (1974). — Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Mediterranean basin and their depositional environments. Thesis Renss. Polyt. Inst., New York, 395 p.

Schreiber, B. C. (1978). — Introduction. Classification of marine evaporites. *In* : Dean, W. E. & Schreiber, B. C. (éd.) : Marine evaporites. S.E.P.M., short course **4**, Oklahoma City, p. 1-5.

Schreiber, B. C., Friedman, G. M., Decima, A. & Schreiber, E. (1976). — Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian basin. *Sedimentology*, **23**, p. 729-760.

Schreiber, B. C. & Schreiber, E. (1977). — The salt that was ? *Geology*, **5**, p. 527-528.

Schreiber, B. C. & Shearman, D. J. (1977). — Messinian evaporites of the Eastern Mediterranean Cyprus and the D.S.D.P. sites 375 and 376. Messinian Seminar, abstract, 3 p.

Schreiber, B. C. & Decima, A. (1978). — Sedimentary facies produced under evaporitic environments : a review. *In* : Catalano, R. *et al.* : Messinian Evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, (1976), **XVI**, p. 111-126.

Selli, R. (1960). — The Mayer-Eymar Messinian 1867. Proposal for a neostratotype. Intern. Geol. Congr. Copenhague, XXI Session, **XXVIII**, p. 311-333.

Selli, R. (1973). — An outline of the Italian Messinian. *In* : Drooger, C. W. : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 150-171.

Shackleton, N. J. & Kennett, J. P. (1975). — Late Cenozoic oxygen and carbon isotopic changes at D.S.D.P. site 284 : Implications for glacial history of the Northern Hemisphere and Antarctica. *In* : Kennett, J. P., Houtz, R. E. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **29**, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 743-755.

Shaller, W. T. & Henderson, E. P. (1932). — Mineralogy of drill cores from the potash field of New Mexico and Texas. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **833**, 144 p.

Shearman, D. J. (1963). — Recent anhydrite, gypsum, dolomite and halite from the coastal flats of the Arabian shore of the Persian Gulf. *Proc. Geol. Soc. London*, **1607**, p. 63-65.

Shearman, D. J. (1966). — Origin of marine evaporites by diagenesis. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B, **75**, p. 208-215.

Shearman, D. J. (1970). — Recent halite rock, Baja California, Mexico. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B, **79** p. 155-162.

Shearman, D. J. (1971). — Marine evaporites. The calcium sulphate facies. Unpusblished notebook, The Univ. of Calgary, A.S.P.G. Seminar, 65 p.

Shearman, D. J. (1978). — Evaporites of coastal sabkha. *In* : Dean, D. E. & Schreiber, B. C. (éd.) : Marine evaporites. S.E.P.M., short course **4**, p. 6-42.

Shearman, D. J., Mossop, G., Dunsmore, H. & Martin, M. (1972). — Origin of gypsum veins by hydraulic fracture. *Trans. Inst. Min. Metall.*, B, **81**, p. 149-155.

Shearman, D. J. & Orti-Cabo, F. (1978). — Upper Miocene gypsum : San Miguel de Salinas, S.E. Spain. *In* : Catalano, R. *et al.* (éd) : Messinian evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 327-339.

Shinn, E. A. (1973). — Sedimentary Accretion along the Leeward, S.E. Coast of Qatar Peninsula Persian Gulf. *In* : Purser, B. H. : The Persian Gulf. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 199-210.

Sigl, W., Chamley, H., Fabricius, F., Giroud d'Argoud, G. & Muller, J. (1978). — Sedimentology and environmental conditions of sapropels. *In* : Hsü, K. J., Montadert, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part 1, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 445-465.

Signorini, R. (1955). — Nota descrittiva del rilevamento geologico della tavoletta « Villarosa », « Calascibetta » e « Leonforte », nel Foglio « Caltanissetta » (Sicilia). *Boll. Serv. geol. Ital.*, **LXXVII**, p. 333-362.

Sissingh, W. (1972). — Late Cenozoic of Ostracoda of the south Aegean Island Arc. *Utrecht Micropal. Bull.*, **6**, 187 p.

S.N. REPAL (1952). — Le bassin néogène du Chélif. Publ. XIX^{e} Congr. géol. intern., Alger, 1951. *Monogr. région.*, (1re sér.), **16**, 56 p.

Sonnenfeld, P. (1974). — The Upper Miocene evaporite basins in the Mediterranean region. A study in Paleo-oceanography. *Geol. Rundschau*, **63**, p. 1133-1172.

Source : MNHN, Paris

Steininger, F. F. & Papp, A. (1979). — Current biostratigraphic and radiometric correlations of Late Miocene Central Paratethys stages (Sarmatian s. str., Pannonian s. str. and Pontian) and Mediterranean stages (Tortonian and Messinian) and the Messinian event in the Paratethys. *Newl. Stratigr.*, **8**, p. 100-110.

Stocklin, J. (1968). — Salt deposits of the Middle East. *In* : Mattox, R. B. *et al.* (éd.) : Saline Deposits. *Geol. Soc. of Amer.*, sp. paper, **88**, p. 157-181.

Stoffers, P. & Müller, G. (1978). — Mineralogy and lithofacies of Black Sea Sediments Leg 42 B. Deep Sea Drilling Project. *In* : Ross, D. A., Neprochnov, Y. P. *et al.*, *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, II. Washington, (U.S. Government Printing Office), p. 373-412.

Strøm, K. M. (1936). — Landlocked waters. *Norske Vidensk. Akad. i Oslo*, Skirfter, f Mat.-Naturv. Klasse, **7**, 85 p.

Sturani, C. (1978). — Messinian facies in the Piedmont basin. *In* : Catalano, R. *et al.* (éd.) : Messinian Evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 11-28.

Suc, J. P. (1980). — Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pléistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (Nord-Est de l'Espagne). Thèse Doct. ès Sciences, 2 vol., 198 p.

Taucchio, P. & Marks, P. (1973). — The Messinian deposits of the Chelif basin near El Asnam, Northern Algeria. *In* : Drooger, C. W. (éd.) : Messinian Events in the Mediterranean. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, p. 188-191.

Tixeront, J. (1970). — Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la Mer Méditerranée. *Cah. océanogr.*, **22**, p. 227-237.

Trauth, N. (1977). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sciences Géol.*, **49**, 195 p.

Trevisan, L. (1951). — Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e del Pliocene della Val di Cècina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto di giacimenti di lignite e di sal gemma. *Boll. Soc. geol. Ital.*, **70**, p. 63-78.

Turner, W. M. (1971). — Geology of the Polis-Kathikas area. Doctoral dissertation. Univ. of New-Mexico, Albuquerque, 272 p.

Vai, G. B. & Ricci-Lucchi, F. (1976). — Field trip Guidebook in the Northern Apennines. Messinian Seminar 2 (Cargnano, 1976), 16 p.

Vai, G. B. & Ricci-Lucchi, F. (1977). — Algal crusts, autochtonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin : a case history from the Messinian of Northern Apennines. *Sedimentology*, **24**, p. 211-244.

Vai, G. B. & Ricci-Lucchi, F. (1978). — The Vena del Gesso in Northern Apennines : growth and mechanical breakdown of gypsified algal crusts. *In* : Catalano, R. *et al.* (éd.) : Messinian Evaporites in the Mediterranean. *Mem. Soc. geol. Ital.*, 1976, **XVI**, p. 217-249.

Van Couvering, J. A., Berggren, W. A., Drake, R. E., Aguirre, E. & Curtis, G. H. (1976). — The Terminal Miocene Event. *Marine Micropal.*, **1**, p. 263-286.

Van der Zwaan, G. J. (1979). — The pre-evaporite Late Miocene environment of the Mediterranean : stables isotopes of planktonic foraminifera from section Falconara, Sicily. *Kon. ned. Akad. Wetensch.*, **82**, p. 487-502.

Van Gorsel, J. & Troelstra, S. R. (1980). — Late Neogene Climate Changes and the Messinian Salinity Crisis. *In* : Orszag-Sperber, F. & Rouchy, J. M. (éd.) : Les aspects géodynamiques du passage Miocène-Pliocène en Méditerranée. *Géol. Méd.*, **VII**, 1, p. 127-134.

Van Leckwijck, W. & Marçais, J. (1935). — Sur la géologie et les gisements de lignite de la plaine de Guercif (Maroc septentrional). *Congr. Intern. Mines et Métall.*, VII sess., Paris, p. 289.

Vera, J. A. (1977). — Aspectos sedimentologicos de la región de La Mala. Messinian Seminar 3, Field trip guidebook, **1**, p. 13-18.

Vergnaud-Grazzini, C. (1978). — Miocene and Pliocene oxygen and carbon isotopic changes at D.S.D.P. sites 372, 374, 375 : implications for pre-Messinian history of the Mediterranean. *In* : Hsü, K. J., Montanert, L. *et al.* : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 829-836.

Source : MNHN, Paris

VIENNOT, P. (1930). — Observations géologiques dans la région de Grenada (Andalousie). Livre jubilaire *Soc. géol. Fr.*, II, p. 633-660.

VONDER HAAR, S. P. (1976). — Evaporites and algal mats at Laguna Mormona, Pacific coast, Baja California, Mexico. Ph. D., Univ. of South Californ., 170 p.

WARRLAW, N. C. & SCHWERDTNER, W. M. (1966). — Halite-anhydrite seasonal layers in the Middle Devonian Prairie Evaporite formation. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **37**, p. 33.

WATTS, A. B. & RYAN, W. B. F. (1976). — Flexure of the lithosphere and continental margins. *Tectonophysics*, **36**, p. 25-44.

WEISGERBER, F. (1978). — Stratigraphie et sédimentologie du Miocène terminal et du Pliocène inférieur au Sud de Chypre : la bordure méridionale du massif du Troodos. Diplôme Inst. Fr. Pétrola. ENSPM, réf. 26194, 143 p.

WEST, I. M., ALI, Y. A. & HELMY, M. E. (1979). — Primary gypsum in a modern sabkha on the Mediterranean coast of Egypt. *Geology*, **7**, p. 354-358.

WINNOCK, E. & BEA, F. (1979). — Structure de la mer Pélagienne. *In* : La mer Pélagienne. *Géol. Médit.*, **VI**, p. 35-40.

WONG, H. K. & ZARUNSKI, E. F. K. (1969). — Thickness of unconsolidated sediments in the eastern Mediterranean sea. *Geol. Soc. of Amer. Bull.*, **80**, p. 2611-2614.

WRIGHT, R. (1978). — Neogene benthic Foraminifera D.S.D.P., Leg 42 A. Mediterranean Sea. *In* : HSÜ, K. J., MONTADERT, L. *et al.* (éd.) : *In. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, **42**, part I, Washington (U.S. Government Printing Office), p. 709-726.

YASSINI, I. (1975). — Planktonic foraminiferal biozonation of Neogene deposits in the « Sahel » of Algier, Algeria. *Riv. ital. Paleont.*, **81**, p. 89-119.

Source : MNHN, Paris

TABLE DES FIGURES

1. — Distribution régionale et position stratigraphique des principales phases évaporitiques miocènes dans le domaine méditerranéen et périméditerranéen 30
2. — Le cadre stratigraphique de la sédimentation évaporitique du Miocène terminal 32
3. — Carte de répartition des évaporites dans le domaine méditerranéen 34
4. — Coupe sismique typique de la plaine abyssale de Méditerranée occidentale 36
5. — Comparaison de quelques formations évaporitiques caractéristiques des plaines abyssales des bassins émergés comportant un terme salifère et des bassins marginaux 37
6. — Comparaison des colonnes lithologiques des sondages D.S.D.P. (Leg 13 et 42 A) ayant atteint ou traversé la formation évaporitique messinienne 40
7. — Plan de position des sections sismiques des figures 8 (cette page) et 9. (Légende sur le transparent). 42
8. — Extraits de deux lignes sismiques de Méditerranée nord-occidentale (légende sur le transparent). 42
9. — Légende commune avec la figure 8 44
10. — Comparaison de quelques coupes interprétatives au niveau des surfaces d'érosion miocènes à partir de profils sismiques 45
11. — Répartition schématique des différents termes de la séquence évaporitique dans le bassin de Caltanissetta (Sicile) 47
12. — Série de coupes illustrant l'évolution latérale de la séquence évaporitique messinienne dans le bassin de Caltanissetta (Sicile) 48
13. — Le terme salifère du bassin de Caltanissetta (Sicile) d'après plusieurs sondages 49
14. — Schéma interprétatif des relations géométriques et spatio-temporelles entre les différents corps sédimentaires dans le bassin de Caltanissetta (Sicile) 52
15. — Illustration de quelques types de séquences caractéristiques des termes gypso-anhydritiques inférieur et supérieur du bassin de Caltanissetta (Sicile) 61
16. — Teneurs en Br des halites du terme salifère du bassin de Caltanissetta 66
17. — Carte de localisation des principaux bassins évaporitiques d'âge Miocène supérieur en Espagne méridionale 74
18. — Carte de répartition des différents faciès du Miocène terminal et du Pliocène inférieur dans le bassin de Murcie (Espagne méridionale) 74
19. — Coupe des formations gypseuse et supragypseuse de San Miguel de Salinas-Torremendo 75
20. — A. Cartographie détaillée des horizons gypseux dans le bassin de San Miguel de Salinas. B. Coupes schématiques montrant les relations entre les gypses et les carbonates à niveaux stromatolitbiques dans les carrières de Benejuzar 77
21. — Quelques aspects pétrographiques de la formation gypseuse de San Miguel de Salinas-Benejuzar. 82
22. — A. Coupes des séries messiniennes des bassins proximaux d'Espagne méridionale 84
B. Coupe de Carboneras 85
23. — A. Carte schématique du bassin de Lorca indiquant la situation des sites d'observation. B. Coupe de la formation préévaporitique de la Serrata (Lorca, Espagne méridionale) 89
24. — Coupes seriées montrant les variations latérales de la série tortonienne à messinienne selon un profil NE-SW (bassin de Lorca, Espagne méridionale) 90
25. — Coupe de La Cortijada del Pozuelo illustrant l'interstratification de niveaux gypseux et de diatomites 91
26. — Quelques aspects pétrographiques des gypses des bassins distaux 92

Source : MNHN, Paris

27. — Carte de localisation des sites d'observation dans le bassin de Grenade (Espagne méridionale). 95
28. — Répartition des différents termes de la séquence évaporitique messinienne dans le bassin du Chélif (Algérie) ; B. Carte de position des principaux noms de lieu cités dans le texte ; C. Carte en isopaques du Miocène infraévaporitique (d'après Perrodon, 1957) 97
29. — A. Coupes de la formation préévaporitique à diatomites 99
B. Composition des fractions argileuse et carbonatée des coupes du Djebel Tadjahmoumat, de Aïn Merane et du Djebel Meni 100
30. — Carte schématique illustrant la répartition des différents corps sédimentaires sur le horst de Murdjadjo (près d'Oran, Algérie) 104
31. — Schéma interprétatif des relations entre les calcaires récifaux, les évaporites, les laminites et les calcaires stromatolithiques (près d'Oran, Algérie) 105
32. — Comparaison des formations miocènes à pliocènes dans les différentes parties du bassin du Chélif (Algérie) 107
33. — Comparaison de quelques coupes de la formation supragypseuse du bassin du Chélif (Algérie). 110
34. — Coupes de Lagana et de Kalamaki (Zakynthos) 116
35. — Coupe partielle des bancs de gypse détritique de Lagana 119
36. — Diagrammes de diffraction de rayons X montrant l'évolution des pics de smectites et de chlorites à partir de la formation préévaporitique jusqu'au Pliocène inférieur (Zakynthos) 120
37. — Carte de situation des principaux bassins néogènes de Crète 122
38. — Éléments de coupe du ruisseau Giofyros (près de Tsangaraki, Héraklion, Crète) avec la composition des phases argileuse et carbonatée 124
39. — Coupes de Aghios Sillas (1), Pyrgos (2), et Aghia Varvara-Panassos (3) 125
40. — Agencement des principaux corps sédimentaires dans le bassin d'Héraklion (Crète) 127
41. — Localisation des principaux bassins évaporitiques de Chypre et situation des secteurs étudiés. 128
42. — Carte d'extension des différents ensembles sédimentaires et colonne lithologique synthétique du bassin de Polemi (Chypre) 130
43. — A. Coupe de Kallepia ; 133
B. Coupe de Stroumbi, Bassin de Polemi (Chypre) 134
44. — Comparaison de quelques coupes du bassin de Polemi (Chypre) et des sondages D.S.D.P. 375 et 376 135
45. — A. Évolution latérale du terme gypseux inférieur 136
B. Éléments de coupe du terme gypseux supérieur, Bassin de Polemi (Chypre) 137
46. — Comparaison des fractions argileuse et carbonatée des marnes intra et postévaporitiques du bassin de Polemi (Chypre) 138
47. — Coupe du passage mio-pliocène de Pissouri-Village (Chypre) 142
48. — Carte géologique des environs de Psematismenos (Chypre) 144
49. — A. Coupes de Kalavasos-Tochni 146
B. Coupe de Psematismenos-Village (Chypre). La composition des fractions argileuse et carbonatée est représentée à droite, en face d'une colonne réduite 147
50. — Vue de la surface d'érosion située à la base des conglomérats infrarécifaux du ravin de Khirokitia (Chypre) 148
51. — Comparaison de quelques coupes illustrant la répartition des faciès dans le bassin de Psematismenos (Chypre) 150
52. — Quelques aspects pétrographiques des gypses de Chypre 162
53. — Comparaison de quelques coupes de Zakynthos (Argassi, Kalamaki) et de Crète (Pyrgos, Tsangaraki) 163
54. — Carte de localisation des bassins étudiés au Maroc 168
55. — Coupe de Messâdit (Melilla, Maroc septentrional) 170
56. — Répartition des principaux faciès dans la région de Melilla (Maroc septentrional) 171
57. — Coupe de l'Oued Medouar (Maroc) 172

Source : MNHN, Paris

58. — Relations entre le récif à Madréporaires, les laminites, les sédiments lacustres et le Pliocène inférieur dans le bassin de Melilla (Maroc) ... 173
59. — Coupes de quelques récifs frangeants de la bordure septentrionale des Kebdana-Iberkanène (Melilla-Nador, Maroc septentrional) ... 175
60. — Coupe de Sidi Hadj Youssef (bassin de Boudinar, Maroc) ... 178
61. — Coupe de Sidi Harazem (bassin du Saïs) ... 182
62. — Caractères hydrologiques de quelques bassins confinés actuels ... 188
63. — Carte de répartition des principales formations à diatomites et à laminites diatomitiques ... 190
64. — Position schématique des épisodes à laminites diatomitiques dans la séquence évaporitique messinienne ... 190
65. — Les différentes étapes de l'évolution d'un complexe récifal ... 200
66. — La constitution du récif de Abu Shaar el Qibli (Égypte) ; relations avec les évaporites ... 202
67. — Diagramme illustrant quelques types de modalités de dépôt et de transformation ultérieure du gypse et de l'anhydrite ... 209
68. — Diagramme illustrant quelques types de modalités de dépôt et de transformation ultérieure de la halite ... 210
69. — Illustration de quelques types de cortèges argileux ... 220
70. — Localisation des zones de communication supposées avec le domaine atlantique ... 227
71. — Illustration de la zonalité des différents types de bassin en fonction de leur position dans le domaine méditerranéen ... 232
72. — Évolution paléogéographique schématisée du domaine méditerranéen au cours du Miocène terminal et du Pliocène inférieur ... 235

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

1. — La formation gypseuse du bassin de Caltanissetta en Sicile : termes inférieur et supérieur.
2. — La formation évaporitique du bassin de Caltanissetta (Sicile) : 1) nanofaciès du gypse finement lité (balatino) ; 2) faciès et microfaciès du terme salifère.
3. — Vue aérienne de l'édifice récifal de Santa Pola (Espagne méridionale).
4. — Structure des bancs de gypse du bassin de Murcie (Espagne méridionale).
5. — Aspects de la sédimentation dans les bassins proximaux et distaux d'Espagne méridionale.
6. — Laminites préévaporitiques et calcaires construits à Mélobésiées et Madréporaires (bassin du Chélif, Algérie).
7. — Le passage mio-pliocène dans le bassin du Chélif (Algérie).
8. — Illustration du bassin évaporitique d'Héraklion (Crète).
9. — Illustration des bassins évaporitiques de Chypre.
10. — Laminites cryptalgaires et stromatolithes calcaires (formation infragypseuse, bassin de Psematismenos, Chypre).
11. — Laminites cryptalgaires associées au gypse sélénite de Chypre, à filaments algaires non calcifiés (A, B, C, D) et calcifiés (E, F, G, H, I).
12. — Quelques aspects prétrographiques des gypses messiniens de Méditerranée orientale.
13. — Quelques aspects de la formation gypseuse de Méditerranée orientale.
14. — Stromatolithes et laminites cryptalgaires gypsifiés (terme gypseux supérieur, bassin de Polemi, Chypre).
15. — L'édifice récifal du Cap des Trois Fourches (Melilla) et les diatomites du Sidi Hadj Youssef (Maroc septentrional).
16. — Les relations évaporites-récif dans le Miocène moyen du Golfe de Suez et du Sinaï.
17. — Illustration d'un site évaporitique actuel : les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante (Espagne).
18. — Illustration d'un site évaporitique actuel : les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante (Espagne).

distribué le 10 Mars 1983.

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

PLANCHES

Source : MNHN, Paris

PLANCHE I

La formation gypseuse du bassin de Caltanissetta en Sicile : termes inférieur et supérieur.

A. Aspect de trois des séquences superposées du terme supérieur épais à proximité de la partie centrale du bassin (Siculiana Marina) et montrant la succession de marnes (m), de laminites calcaires à diatomitiques (l), de gypse lité ou balatino (b) et de gypse sélénite (s) qui forme les trois ressauts topographiques (épaisseur du banc gypseux médian = 10 mètres).

B. Une formation gypseuse marginale (Monte Palco) : à gauche le calcaire de base (c) formant un pli anticlinal aigu, sur lequel reposent les 6 bancs gypseux séparés par des intercalations marneuses très fines (eu égard à l'épaisseur des mêmes niveaux en A) soulignées par la végétation et à l'extrême droite en bas, les marnes blanches à faciès Trubi du Pliocène inférieur (épaisseur de la formation gypseuse : environ 150 m).

C. Détail d'une séquence élémentaire en zone marginale (Palma di Montecchiaro) comportant de la base vers le sommet : des marnes (M), des laminites (L), du gypse finement lité ou balatino (B) et enfin le gypse sélénite (S) : les formes en dents de scie à la base du banc correspondent à la base des gerbes de cristaux (arrangement cristallin caractéristique du gypse sélénite) qui déforment le litage du balatino sous-jacent (barre = 50 cm).

D. Vue du terme gypseux inférieur (Santa Elisabeta) qui est constitué par tous les bancs massifs jusqu'au niveau du tireté. Noter les différences avec le terme supérieur (A, B, C).

E. Cypse sélénite lité décimétrique (longueur du marteau = 37 cm).

F. Cypse nodulaire (type « chicken-wire ») développé dans une matrice biocalcarénitique. Le tireté blanc est conforme au pendage des couches (longueur du crayon = 26 cm).

G. Gerbe isolée de gypse sélénite déformant la stratification de gypse encaissant (balatino et gypsarénites). Siculiana Marina (longueur du marteau = 37 cm).

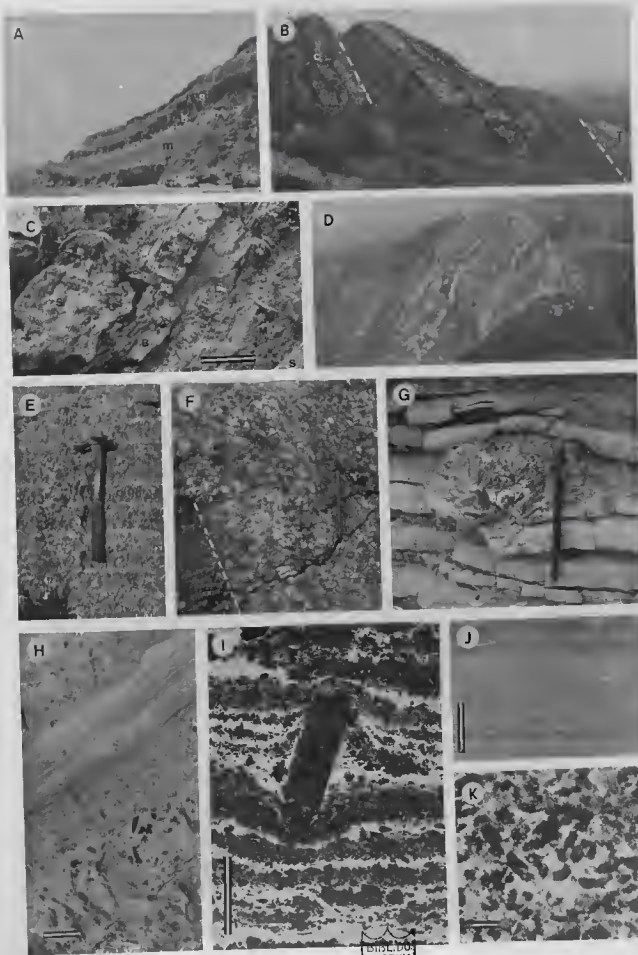
H. Une séquence élémentaire caractéristique du terme inférieur (Sutera) montrant à la base du gypse sélénite à croissance désordonnée dont la taille des cristaux décroît vers le sommet pour passer à des laminites gypso-dolomitiques puis à une dolomie très fine (barre = 1 cm).

I. Détail des laminites gypso-dolomitiques déformées par la croissance diagénitique précoce d'un cristal de gypse centimétrique (Sutera). Cliché négatif obtenu par agrandissement direct de lame mince (barre = 5 mm).

J. Détail des laminites gypso-dolomitiques (Sutera ; barre = 1 cm).

K. Microstructure des calcaires intercalés dans le terme gypseux inférieur (barre = 200 µm).

Source : MNHN, Paris



MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE II

La formation évaporitique du bassin de Caltanissetta (Sicile).
1) Nanofaciès du gypse finement lité (balatino).
2) Faciès et microfaciès du terme salifère.

A. Échantillon de gypse finement lité ou balatino. Alternance régulière de lits de gypse (de 0,5 mm épaisseur environ) et de lamines carbonatées plus claires. Montedoro (barre = 1 cm).

B. Nanofaciès d'une intercalation marneuse dans le balatino montrant un nanoplancton abondant et diversifié (barre = 10 µm).

C. Nanofaciès d'une lamine calcaire constituée par l'accumulation de nanoplancton calcaire monospécifique et de taille réduite (barre = 5 µm).

D. Nanofaciès d'un lit gypseux montrant un abondant nanoplancton nain localisé sur la bordure des cristaux ou englobé dans la masse cristalline (barre = 5 µm).

E. Terme salifère (mine de Realmonte ; cliché A. DECIMA). Un horizon de kainite (K) caractérisé par de spectaculaires phénomènes de microplissement occupant la partie centrale du cliché est encadré par la halite (H) régulièrement litée (longueur du bâton = 50 cm).

F. Anhydrite nodulaire litée située à la base du terme salifère. Sondage Cattolica 5 ; 677 m (barre = 1 cm).

G. Aspect du sel lité : lits décimétriques de halite séparés par des lamines anhydritiques ou polyhalitiques. Sondage Cattolica 5 ; 675 m (barre = 1 cm).

H. Anhydrite nodulaire dans un sédiment calcarénitique à ciment halitique. Sondage Cattolica 5 ; 652,40 m (barre = 1 cm).

I. Alternances centimétriques de halite et de passées anhydritiques. Sondage Siculiana 1 ; 389,90 m (barre = 1 cm).

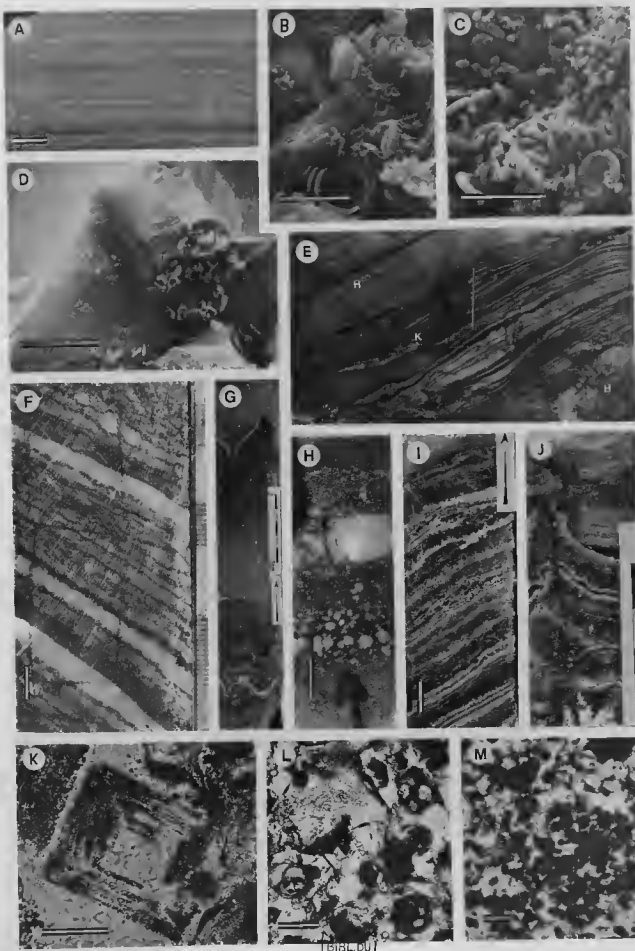
J. Halite litée à intercalations anhydritiques déformées et bréchifiées. Sondage Cattolica 5 ; 627,10 m (graduation de l'échelle = 1 cm).

K. Microfaciès de la halite montrant des structures de trémies caractéristiques de cristallisation sous-aquatique. Sondage Cattolica 5 ; 312 m (barre = 50 µm).

L. Foraminifères et corpuscules carbonatés de type péloïde dans la halite. Sondage Cattolica 5 ; 652,40 m (barre = 200 µm).

M. Halite englobant de nombreuses impuretés : corpuscules ovoïdes évoquant de type péloïde. Sondage Cattolica 5 (barre = 100 µm).

Source : MNHN, Paris



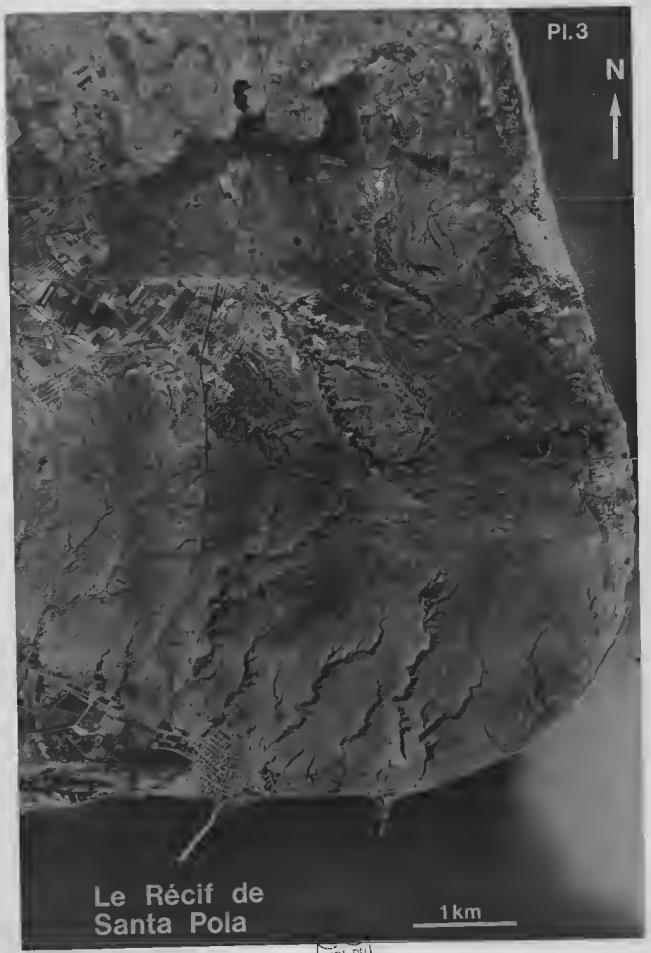
BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE III

Vue aérienne de l'édifice récifal de Santa Pola (Espagne méridionale).

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE IV

Structure des bancs de gypse sélénite du bassin de Murcie (Espagne méridionale).

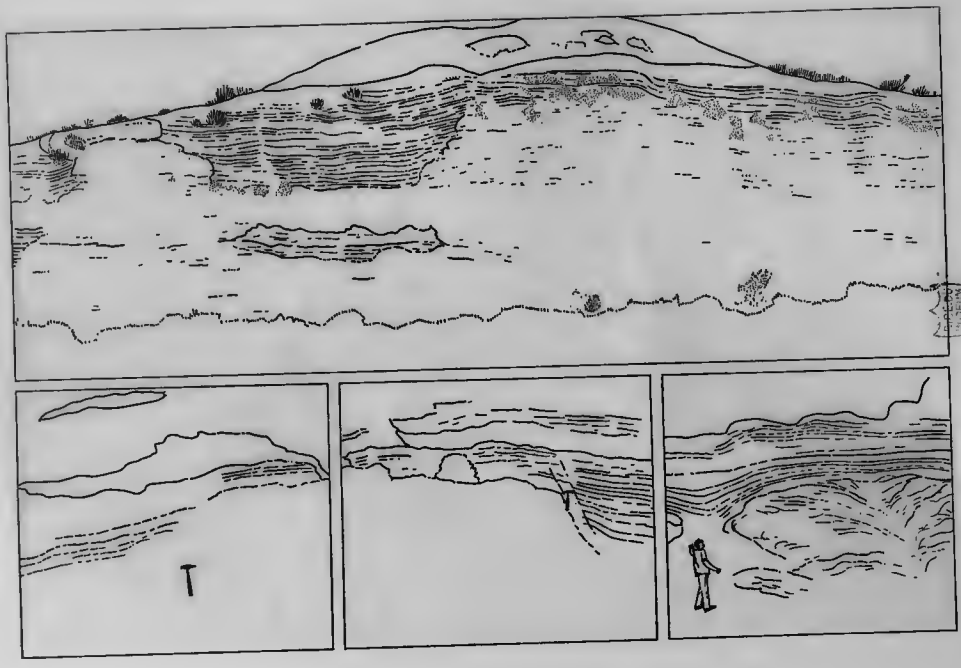
A. Morphologie irrégulière d'un banc de gypse sélénite dans la carrière de Benejuzar montrant, dans la moitié supérieure, des dômes séparés (à gauche) qui limitent entre eux des zones emplies de matériel marneux ; la stratification des marnes (soulignées par des lits de gypse fibreux) peut être tracée en continuité dans les masses gypseuses. Noter, dans la partie inférieure, un lambeau allongé de matériel marneux inclus dans la masse gypseuse (dans le plan d'observation au moins).

B. Détail de l'un des lambeaux marneux finement laminés emprisonné dans la masse sélénitique. Les laminites marneuses se biseautent régulièrement contre la surface inclinée de la masse gypseuse recouverte par un horizon plus altéré. Noter également que le gypse sélénite est en voie de transformation en gypse nodulaire blanc.

C. Détail des relations entre l'un des lambeaux marneux et le gypse encaissant, montrant des phénomènes d'effondrement précoce des laminites au contact du gypse et antérieurement au dépôt du banc gypseux supérieur. Noter également les formes « bourgeonnantes » de gypse (flèche). Carrière de Benejuzar (Espagne méridionale).

D. Comparaison avec le bassin de Sorbas : groupement en gerbes des grands cristaux à croissance radiaire ou horizontale (coupe du Rio de Aguas, Espagne méridionale).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

PLANCHE IV

DIRECTION DU MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE V

Aspects de la sédimentation dans les bassins proximaux et distaux d'Espagne méridionale.

A. Relations gypse sélénite-gypse nodulaire dans une carrière de gypse de San Miguel de Salinas (bassin de Murcie). Le front de taille correspond à un horizon de gypse sélénite massif (15 mètres d'épaisseur) dans lequel le gypse nodulaire (blanc) se développe d'une part sous forme d'un niveau apparemment sub-parallèle (sur le cliché) mais en réalité légèrement sécant (à l'échelle de la carrière) sur le litage du gypse sélénite et d'autre part sous la forme de « cheminée » verticale.

B. Détail du phénomène (carrière de Benejuzar, Bassin de Murcie). Le cristal de gypse mâclé (au centre du cliché) est progressivement envahi par le gypse nodulaire blanc qui acquiert (en bas et en haut à gauche) un aspect caractéristique en mosaïque ou en « grillage à poulet » (« chicken-wire »).

C. La série messinienne du bassin externe de Lorca ; la coupe de la Serrata (fig. 23) apparaît au premier plan avec à la base la formation des tripolis (T) surmontée par la corniche gypseuse (G). Noter les haldes et les puits d'exploitation du soufre ; au second plan, on observe le substratum bétique (S) sur lequel repose le récif (R) du Cejo de los Enamorados (vers l'ESE).

D. Aspect du gypse du bassin de Lorca ; gypse nodulaire polygénique développé dans une matrice de gypse laminé.

E. Aspect du gypse du bassin de Grenade (coupe de la Mala) : gypse nodulaire lité.

F. Surface d'un banc de gypse laminé situé à la base du gypse sélénite du bassin de Grenade (Gacin) montrant des structures interprétables soit comme des structures de tapis algaires soit comme des déformations liées à la croissance des cristaux de gypse sus-jacents.

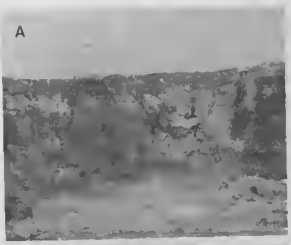
G. Laminites millimétriques argilo-silteuses situées au sommet des « turbidites » intercalées dans la formation évaporitique et directement à la base des bancs de gypse.

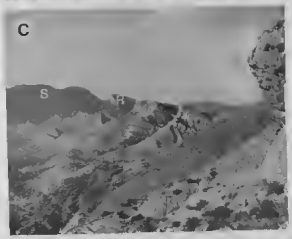
H. Vue microscopique du gypse nodulaire de Grenade montrant à l'intérieur d'un cristal d'abondantes facules résiduelles d'anhydrite. LP (barre = 100 µm).

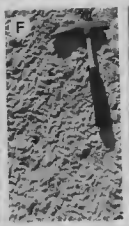
I. Laminites diatomitiques de Lorca montrant une lamine à nanoplancton calcaire au sein des diatomites. M.E.B. (barre = 10 µm).

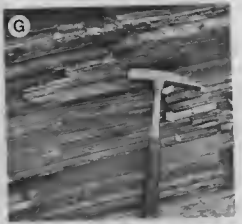
J. Passées silicifiées dans les laminites diatomitiques composées de lépidosphères d'opale pénécristalline (opale C.T.). M.E.B. (barre = 1 µm).

Source : MNHN, Paris









MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE VI

Laminites préévaporitiques et calcaires construits à Mélobésiées et Madréporaires (Bassin du Chélif, Algérie).

A. La formation à diatomites du Djebel Meni (est de Mostaganem) montre l'enrichissement progressif des marnes en bancs de diatomites (blancs) dont le nombre et l'épaisseur augmentent vers le haut. Noter les bancs très fins de laminites silicifiées (flèches) à la base de la formation et les phénomènes de « slumping » dans le premier banc épais de diatomites. La base des gypses est indiquée par le figuré en pointes de flèche. (Épaisseur de la formation : environ 80 m).

B. Front de taille dans la carrière désaffectée de diatomites des Ouillis (nord de Mostaganem) montrant l'alternance rythmique très régulière de diatomites pures (niveaux blancs) et de niveaux marno-diatomitiques très sombres.

C. Laminites marno-diatomitiques. Noter la finesse et la régularité remarquables de la lamination millimétrique, plan parallèle (carrière des Ouillis, près de Mostaganem). Barre = 5 cm.

D. Laminites marno-diatomitiques montrant des phénomènes de bioturbation insuffisante pour détruire la lamination. Djebel Touaka (près de Sig).

E. Détail de la lamination inframillimétrique (agrandissements de lame mince). Lame mince A 78. Barre = 1 mm.

F. Nanofaciès d'une diatomite composée de frustules de diatomées pennées. Barre = 15 µm.

G. Nanofaciès d'une diatomite composée de frustules de diatomées centriques. Barre = 15 µm.

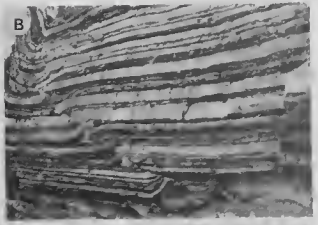
H. Nanofaciès de lamine calcaire composée par l'accumulation de nanoplancton calcaire monospécifique (*Cyclococcolithus leptoporus*) associé à des fragments de frustules des diatomées (diatomites supraévaporitiques de Mohammadia-Sahouria). Barre = 10 µm.

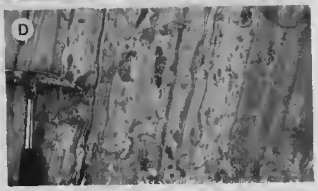
I. Nanofaciès de lamine calcaire composée par l'accumulation de nanoplancton. Barre = 10 µm.

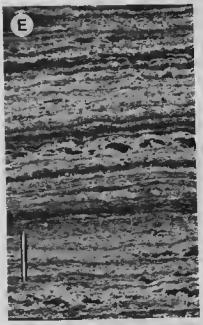
J. Touffes de Corallines (Mélobésiées articulées) fossilisées en position de vie ; la stratification est indiquée par le trait blanc (Tafaraoui). Barre = 10 cm.

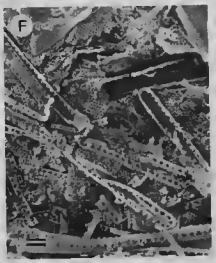
K. Colonies de Porites en position de vie (Djebel Murdjadjo). Barre = 20 cm.

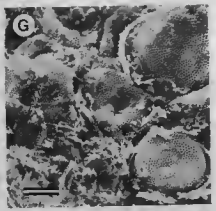
Source : MNHN, Paris

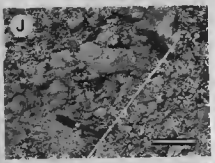


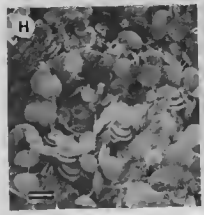


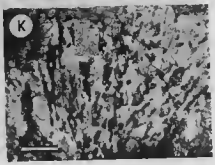












MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE VII

Le passage mio-pliocène dans le bassin du Chélif (Algérie).

A. Coupe de El Chomri (bordure sud du bassin) ; le Miocène terminal (M) et le Pliocène inférieur (P) ne sont séparés que par un horizon conglomératique (C) de quelques centimètres d'épaisseur.

B. Échantillon montrant le contact mio-pliocène dans la coupe du Djebel Meni (Abreuvoir) ; le contact se marque seulement par une intense bioturbation des marnes silteuses rougeâtres et azoïques (M ?) et un remplissage par les sédiments marneux blancs du Pliocène à faciès Trubi (P), riche en microfaune marine observable à l'œil nu.

C. Coupe du Djebel Meni (Abreuvoir) ; le contact mio-pliocène (tireté blanc) est indiqué par la limite entre les niveaux marneux rougeâtres (sombres sur le cliché) et les marnes bleues (claires sur le cliché) régulièrement litées du Pliocène inférieur. L'échantillon du cliché B a été prélevé au niveau du tireté blanc.

D. Djebel Murdjadjo (carrières Sainte-Anne) : vue des dernières lentilles gypseuses (G) se biseautant à leur limite d'extension contre le talus récifal. Leur morphologie lenticulaire est en partie liée à des phénomènes de dissolution. Elles sont recouvertes par les calcaires blancs qui renferment localement des oolithes et des niveaux stromatolithiques (l'épaisseur de l'amas de gypse médian est d'environ 2 mètres).

E. Coupe de Mohammadia-Sahouria : a) alternances d'argilites ocres et de passées stromatolithiques recouvertes en (b) par des marnes marines contenant à la base des horizons diatomitiques et enfin les sables pliocènes (c). Voir texte.

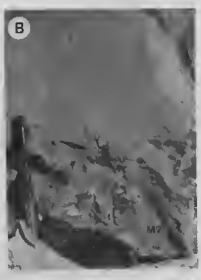
F. Sédiments marno-sableux très fins situés au toit du Messinien, coupe de Bouzghaïa (barre = 5 cm).

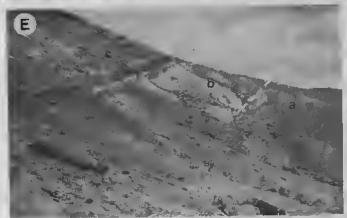
G. Dôme stromatolithique de petite taille dans les calcaires détritiques riches en oxydes de manganèse, bordure du Djebel Murdjadjo.

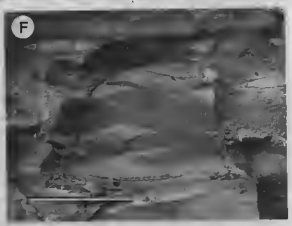
H. Calcaires recristallisés à niveaux stromatolithiques du Djebel Murdjadjo, lieu-dit Maison cantonnière (barre = 20 cm).

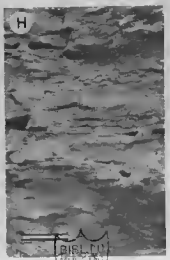
I. Figures de dessication dans ces mêmes calcaires, lieu-dit maison cantonnière.

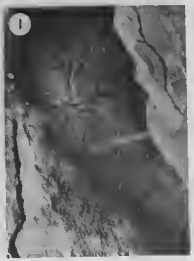
Source : MNHN, Paris











BIBL. DU MUSEUM PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE VIII

Illustration du bassin évaporitique d'Héraklion (Crète).

A. B. Panorama est-ouest au nord de Tsangaraki (affluent du ruisseau Giófyros). À l'est (à l'extrême gauche), apparaissent des pointements de substratum (S) recouverts par les calcaires récifaux et périrécifaux (C); le gypse (G) qui est épais à l'ouest (côté bassin) se biseaute progressivement en direction du substratum et au-dessus des calcaires. Une différenciation paléogéographique extrêmement brutale apparaît au premier plan et perpendiculairement à la direction du panorama; elle est attestée par l'épaississement rapide des marnes (M) au pied des pointements de substratum.

La photo B illustre le prolongement vers l'est, avec l'épaississement des gypses (G) qui reposent sur une masse blanche de calcaires (C) à blocs de Madréporaires et à Mélobésiées provenant du démantèlement des édifices récifaux.

C. Coupe du ruisseau Giófyros montrant de la base vers le sommet : les faciès sableux (1), les alternances marno-calcaires à laminites (2), couvertes de végétation dans ce secteur précis, les termes de transition avec les évaporites (3), la formation gypseuse (4) et à droite en haut (en blanc) les marnes de Pliocène inférieur (5). L'épaisseur des gypses atteint ici 80 mètres.

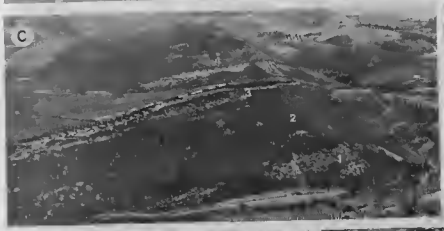
D. Discordance angulaire entre les marnes « tortoniennes » et les calcaires à Lithothamniées.

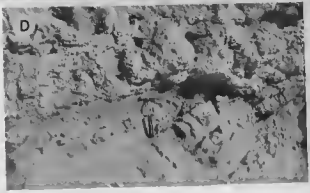
E. Illustration des phénomènes de glissement synsédimentaire (coupe de Tsangaraki).

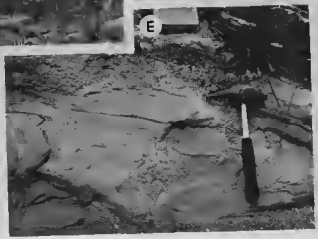
F. Stromatolithes préévaporitiques de la coupe de Panassós (partie sud du bassin d'Héraklion).

Source : MNHN, Paris

PLANCHE VIII







BIBL. DU MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE IX

Illustration des bassins évaporitiques de Chypre.

A. Vue du sommet de la formation préévaporitique (équivalent de la « barre jaune ») montrant un olistolithe (o) dans un matériel calcarénitique très déformé par les glissements sédimentaires. Stroumbi, bassin de Polemi.

B. Vue du sommet de la formation préévaporitique à structure chaotique (« barre jaune ») : corps discontinus de calcaires biocalcarénitiques ; à droite un bloc de gypse sélénite (flèche). Stroumbi, bassin de Polemi.

C. Phénomène de ravinement d'un banc de gypse (laminites cryptalgaires gypsifiées du terme gypseux supérieur du bassin de Polemi ; Kathikas). L'épaisseur du banc de gypse à gauche est de 2 mètres environ.

D. Partie inférieure de la formation gypseuse du bassin de Polemi ; l'horizon qui forme la corniche (6 mètres d'épaisseur) correspond au gypse laminé à nodules diagénétiques (à texture cristalline) ; dans la partie supérieure apparaît la brèche intermédiaire (B). Letymbou, bassin de Polemi.

E. Aspect microscopique d'un horizon très riche en foraminifères de petite taille dans des laminites au sommet de la formation préévaporitique (Kallepia, barre = 200 µm).

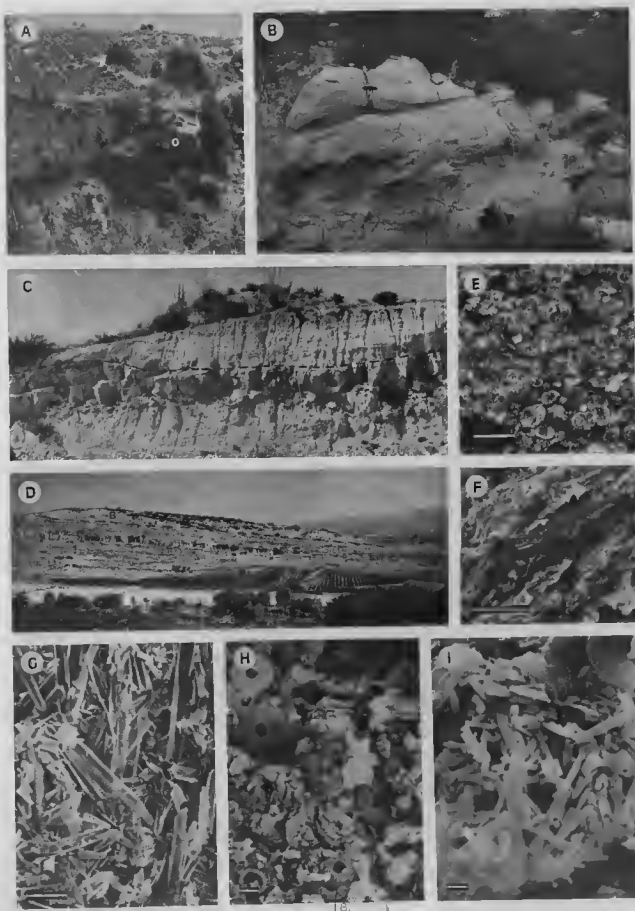
F. Laminites argilo-diatomitiques montrant, dans la partie centrale, un empilement de frustules de diatomées encadré par deux lamines très riches en matériel argileux. Bassin de Psematismenos. M.E.B. (barre = 10 µm).

C. Laminite diatomitique à diatomées exclusivement pennées. Bassin de Psematismenos. M.E.B. (barre = 10 µm).

H. Calcaire fin (faciès calcaires à Discospirine) constitué presque exclusivement par l'accumulation de nanoplancton calcaire. Bassin de Polemi. M.E.B. (barre = 1 µm).

I. Vue d'une lamine aragonitique au sein des laminites marno-diatomitiques. Psematismenos (barre = 1 µm).

Source : MNHN, Paris



Source : MNHN, Paris

PLANCHE X

Laminites cryptalgaires et stromatolithes calcaires (formation infragypseuse, bassin de Psematismenos, Chypre).

A. Vue de l'affleurement des niveaux algaires laminés (a) alternant avec des conglomérats intraformationnels (b) et des laminites (c) argileuses ou diatomitiques. Barre = 20 cm.

B. Surface polie d'échantillon montrant le détail de la lamination inframillimétrique. Barre = 1 cm.

C. Aspect microscopique de la lamination composée d'une alternance de lamines (a) à filaments algaires disséminés et de lamines (b) formées par un feutrage dense de filaments algaires. LN. Barre = 1 mm.

D. Détail de la texture micritique des filaments dans un ciment de calcite microsparitique à sparitique. LN. Barre = 100 µm.

E. Aspect au microscope électronique à balayage des filaments à texture micritique (a) et du ciment de calcite microsparitique formant une frange de grains à croissance radiaire (b). Barre = 100 µm.

F. Surface d'un échantillon montrant un agrégat de corpuscules globulaires semicentimétriques et de grains allongés. Barre = 1 cm.

G. Détail microscopique de E. La partie inférieure montre un sédiment laminé à péloïdes disséminés et dans la partie supérieure des agrégats polygéniques. Noter l'irrégularité de la lamination. LN. Barre = 1 mm.

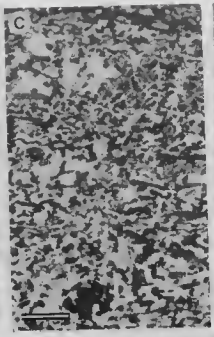
H. Détail du cortex à texture radiaire autour des grains. LN. Barre = 100 µm.

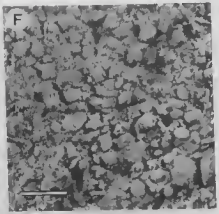
I. Détail de H. LN. Barre = 20 µm.

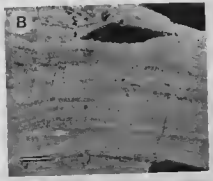
J. Vue au microscope électronique à balayage du cortex à structure radiaire. Barre = 20 µm.

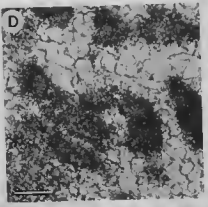
K. Détail de K (au microscope électronique à balayage) montrant le détail de la texture radiaire. Noter la présence de vides allongés de forme géométrique dans les cristaux de calcite. Barre = 10 µm.

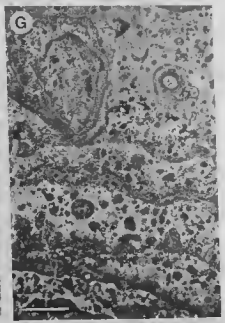
Source : MNHN, Paris

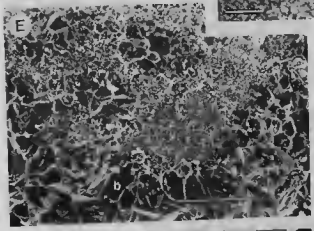


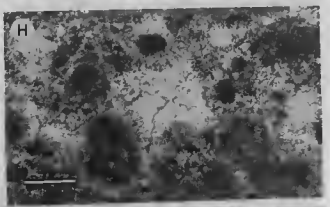


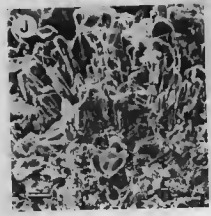


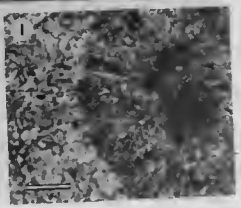












BIBLIO
MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XI

Laminites cryptalgaires associées au gypse sélénite de Chypre à filaments algaires non calcifiés (A, B, C, D) et calcifiés (E, F, G, H, I).

A. Surface de clivage d'un cristal de gypse montrant une lamination interne qui résulte de l'alternance de lits épais, clairs et opaques (a) et de lits plus fins, sombres et translucides (b). Noter la lamination d'ordre inférieur et les ondulations induites par la croissance cristalline. Barre = 1 cm.

B. Détail de la lamination : les lits clairs sont composés par un feutrage dense de filaments algaires qui sont au contraire peu abondants dans les lits sombres. Barre = 1 mm.

C. Détail (en lame mince) des filaments soulignés par des ponctuations sombres de matière organique. LN. Barre = 100 µm.

D. Détail d'un filament dans une lamelle de clivage. Barre = 100 µm.

E. Surface polie d'échantillon montrant la lamination planaire ; les lamines algaires apparaissent incluses dans le gypse (a), recouvrant la surface des cristaux, avec (b) ou sans (c) déformation vers le haut par la croissance cristalline. Barre = 1 cm.

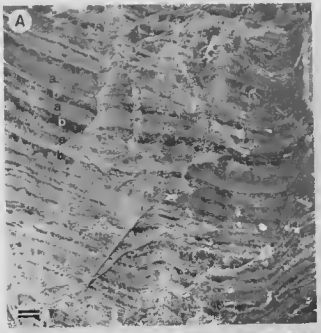
F. Détail des filaments montrant une section subcirculaire. LP. Barre = 100 µm.

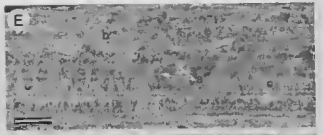
G. Aspect microscopique des filaments algaires et de leurs relations avec les cristaux de gypse : inclusion dans les cristaux (a), déformation par la croissance cristalline (b). LP. Barre = 1 mm.

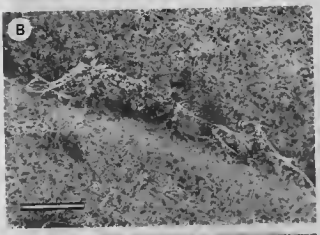
H. Lame de clivage montrant la morphologie des filaments avec des figures d'emboîtement conique indiquées par les flèches. Barre = 100 µm.

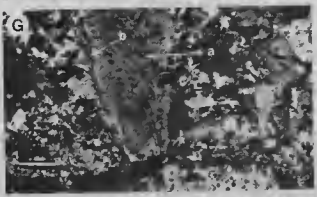
I. Détail des filaments montrant la nature calcitique. LN. Barre = 50 µm.

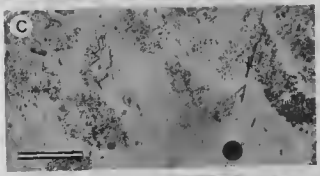
Source : MNHN, Paris

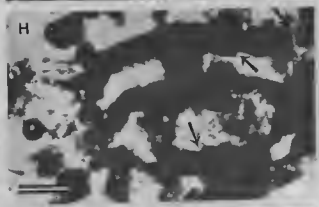


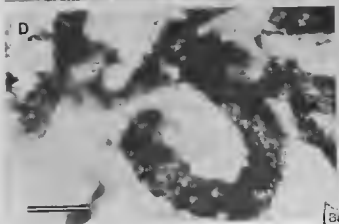


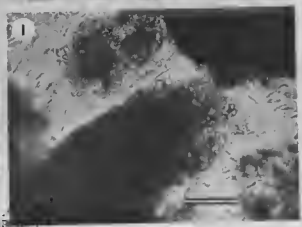












MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XII

Quelques aspects pétrographiques des gypses messiniens de Méditerranée orientale.

A. Cypse laminé (L), gypsarénites (C) à stratifications obliques et gypsarénites fines (g). Noter les nodules millimétriques de soufre natif disséminés dans les gypsarénites plus grossières et concentrés sous forme d'un lit continu à la base des gypsarénites fines (flèches). Cette répartition évoque un phénomène de migration de fluides dans un matériel poreux, bloqué par un écran composé par un matériel plus fin. Zakynthos.

B. Déformations sédimentaires dans les gypses laminés : glissements synsédimentaires par gravité ou phénomènes de compaction (a) et figures d'expulsion d'eau (b, en haut). Chypre, Polemi, coupe de Letymbou.

C. Cypse cristallin (aciculaire) à litage ondulé pseudonodulaire, englobant des fragments déformés de gypse laminé (flèche).

D. Croissance d'un cristal de gypse sélénite maclé à l'intérieur d'un sédiment calcaréo-gypsarénitique montrant une nette déformation du sédiment-hôte. Zakynthos.

E. Cypse sélénite centimétrique alternant avec des lits carbonatés et montrant une déformation de ces derniers par la croissance cristalline. Zakynthos.

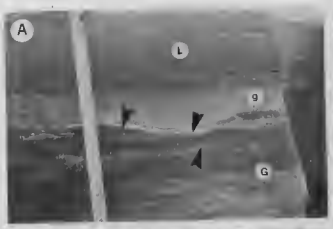
F. Alternance de gypse sélénite centimétrique lité à cristaux « couchés » et de passées carbonatées. Zakynthos.

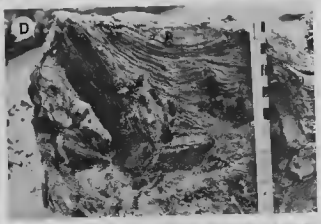
G. Aspect microscopique du gypse laminé composé de cristaux aciculaires déposés parallèlement au litage (en haut) et de cristaux de petite taille. Chypre. LP. Barre = 50 µm.

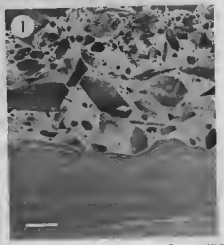
H. Cypse sélénite en « boule » à orientation cristalline radiaire. Chypre, Kalavasos.

I. Cypse laminé (partie inférieure du cliché) et gypsorudite remaniant des cristaux peu dégradés dans une matrice composée par un mélange de gypsarénite et de carbonate (calcite et aragonite). Chypre, Nord-Troodos. Barre = 1 cm.

Source : MNHN, Paris







Source : MNHN, Paris

PLANCHE XIII

Quelques aspects de la formation gypseuse de Méditerranée orientale.

A. Banc de conglomérat gypseux hétérométrique et polygénique. Zakynthos (Lagana).

B. Structures sédimentaires dans des bancs de gypsarénites fines à la base des conglomérats ; ravinements, stratifications obliques, plis de glissement synsédimentaire, fractures courbes de glissement de panneaux (déformations synsédimentaires ou au cours de la compaction sous la masse conglomératique). Zakynthos (Lagana).

C. Gypse laminé en partie d'origine détritique avec intercalation de gypsarénite fine et discrètes discontinuités de litage. Zakynthos. Barre = 1 cm.

D. Gypse laminé (1) montrant dans le détail plusieurs types de déformations précoces : cassures avec plan de fractures courbes induisant la formation de fragments lithoïdes (brèche à galets plats, 2) ; en (3) on peut observer une déformation par la croissance diagénétique précoce d'un petit nodule cristallin centimétrique. Une relation génétique entre les deux phénomènes est possible. Chypre, Polemi. Barre = 1 cm.

E. Laminites terrigènes (1) postévaporitiques déformées par la croissance diagénétique précoce de nodules gypseux cristallins (sélénite), centimétriques ou parfois de plus grande taille. Zakynthos, Kalamaki.

F. Nodules gypseux cristallins de diagénèse précoce croissant à l'intérieur du gypse finement laminé. Chypre, Polemi (Letymbou). Barre = 10 cm.

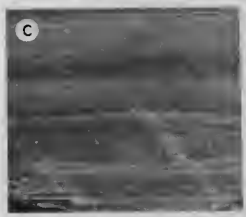
G. Aspect microscopique de F ; en (1) gypse laminé, déformé, constitué de cristaux aciculaires originellement déposés à plat ; en (2) cristaux de gypse de plus grande taille regroupés en nodules à droite ou plus dispersés dans le sédiment laminé. Chypre, Polemi : Letymbou. LP. Barre = 1 mm.

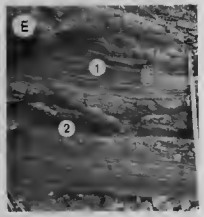
H. Phénomène de transformation gypse/calcite : invasion du gypse (en blanc) par de la calcite microsparitique déterminant une laminite gypso-calcaire ; ces niveaux contiennent des nodules de soufre natif. Chypre, Polemi (Kallepia). LN. Barre = 100 µm.

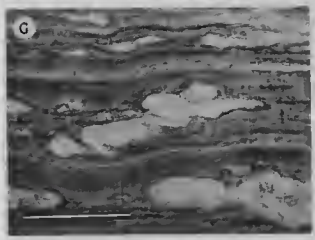
I. Début de transformation gypse/calcite à la périphérie des cristaux de gypse conduisant à la destruction des contours cristallins en (1) et en (2). Chypre, Nord-Troodos. LP. Barre = 1 mm.

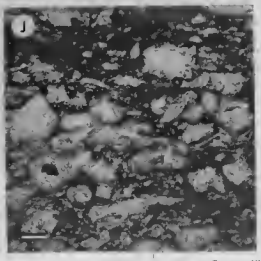
J. Pseudomorphose complète en calcite de gypse laminé à cristaux lenticulaires. Noter le remplacement par une calcite micritique du fond gypseux microcristallin d'une part et par une calcite microsparitique des cristaux lenticulaires d'autre part. Échantillon correspondant à la partie sommitale du banc de gypse illustré en (F) transformé en calcite au contact de laminites diatomitiques avec formation de soufre natif. Chypre, Polemi (Letymbou). LN. Barre = 200 µm.

Source : MNHN, Paris









DIBLOU MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XIV

Stromatolithes et laminites cryptalgaires gypsifiés (terme gypseux supérieur, bassin de Polemi, Chypre).

A. Stromatolithes columnaires. Affleurement de Yiolou. Barre = 5 cm.

B. Stromatolithes columnaires recouverts par des laminites cryptalgaires à structure planaire. Affleurement de Yiolou. Barre = 5 cm.

C. Surface polie d'échantillon montrant dans la partie supérieure, un litage planaire régulier (matériel en grande partie détritique) et dans la partie inférieure, de petits stromatolithes en coussinets. Barre = 2 cm.

D. Détail des laminites cryptalgaires incluant des coquilles de Limnocardiidés indiquées par les flèches. Barre = 1 cm.

E. Croissance de gerbes sélénitiques à cristaux isolés déformant les laminites cryptalgaires. Barre = 10 cm.

F. Détail du même phénomène. Barre = 2,5 cm.

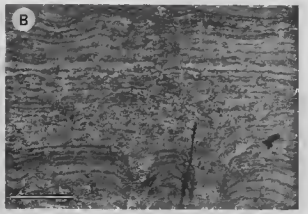
G. Vue superficielle des stromatolithes columnaires. Affleurement de Yiolou. Barre = 10 cm.

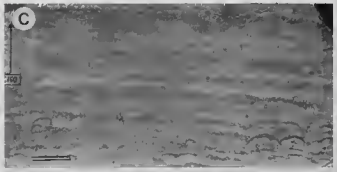
H. Aspect microscopique de la lamination. LN. Barre = 1 mm.

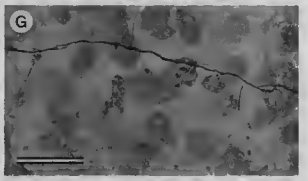
I. Microstructure d'un lit élémentaire montrant un granoclassement cristallin inverse. Noter les figures d'érosion (au sommet) marquées par la flèche. LP. Barre = 1 mm.

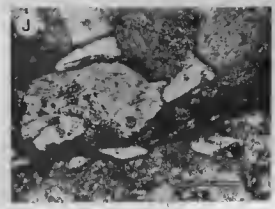
J. Détail des cristaux de gypse incluant le matériel calcitique. Noter l'allure en pseudo-filaments de ce matériel calcitique repoussé par la croissance cristalline des gypses. LP. Barre = 10 µm.

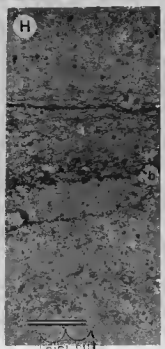
Source : MNHN, Paris

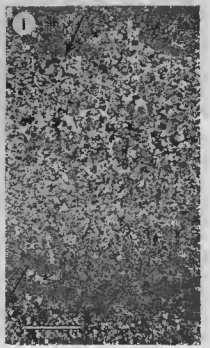












BIBLIOTHEQUE MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XV

L'édifice récifal du Cap des Trois Fourches (Melilla) et les diatomites de Sidi Hadj Youssef (Boudinar) au Maroc septentrional.

A. Bordure occidentale du récif au sud de Messadit montrant la progradation des lentilles récifales.

B. Phénomènes de progradation d'écailles sigmoïdes de calcaires biodétritiques sur la bordure de l'édifice récifal près de Messadit ; noter que la masse calcaire supérieure, à Coralliaires, qui tronque le sommet des écailles s'abaisse nettement dans la topographie vers l'ouest (gauche du cliché).

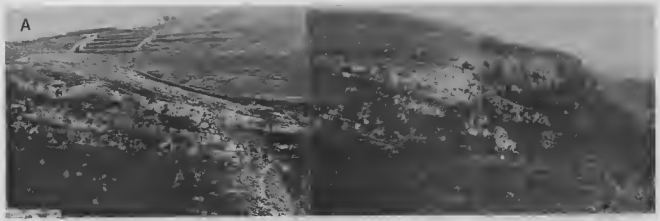
C. Même phénomène de progradation des lentilles récifales au sud du récif (vallée de l'Oued Tirhârfâtine).

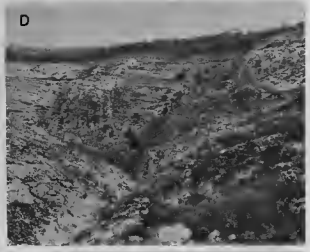
D. Vers l'intérieur de la masse récifale : présence de pinacles récifaux (« patches ») et de corps lenticulaires isolés emballés dans des calcaires biodétritiques (affluent de l'Oued Tirhârfâtine).

E. Niveaux à rhodolithes de Mélobésiées situés à la base de l'édifice récifal (près de Messadit) : leur épaisseur peut atteindre 20 mètres.

F. Coupe de diatomites de Sidi Hadj Youssef (bassin de Boudinar) ; les bancs de diatomites apparaissent en blanc, voir figure 60.

Source : MNHN, Paris





BIBL.
MUSEUM
PARIS

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVI

Les relations évaporites — récif dans le Miocène moyen du Golfe de Suez et du Sinaï.

A. Vue de la partie interne du récif de Abu Shaar el Qibli (Golfe de Suez méridional) ; on observe à droite et sur le fond du wadi (= thalweg) la masse des calcaires construits à Madréporaires (C) qui « s'effilochent » vers la gauche au sein des calcaires lités du lagon (l).

B. Vue de la bordure du récif de Abu Shaar el Qibli montrant le tombant récifal fortement penté avec au pied les évaporites (E) en blanc ; dans l'échancrure réalisée par les wadi (= thalweg), on peut apercevoir le plongement des couches qui forment le talus récifal. Au toit, s'observent les calcaires stromatolithiques dolomitisés régulièrement lités (s). D'autres stromatolithes apparaissent, flanqués sur le tombant.

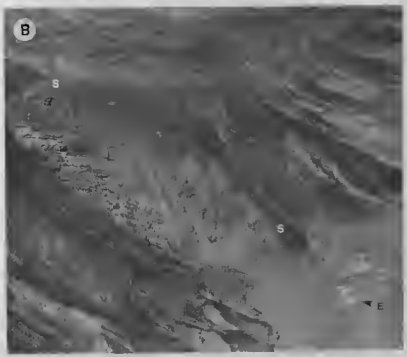
C. Modalité de biseautage en coin d'un banc de gypse au sein des marnes, marqué par un contact linéaire oblique indiquant une relation avec des phénomènes phréatiques. Le biseau est réalisé à droite du personnage en blanc au centre gauche de la photographie. Sinaï occidental.

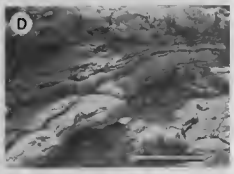
D. Stromatolithes recouvrant le sommet de l'édifice récifal de Abu Shaar el Qibli (Golfe de Suez méridional). Barre = 20 cm.

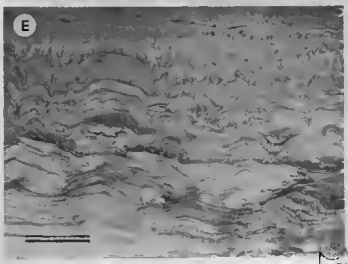
E. Stromatolithes calcaires intercalés dans les calcaires du lagon (récif de Abu Shaar el Qibli, Golfe de Suez méridional). Barre = 10 cm.

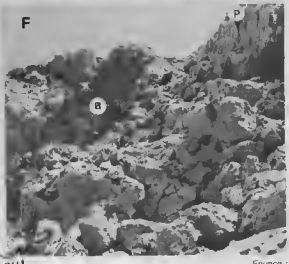
F. Bordure du récif (Abu Shaar el Qibli) montrant en haut à droite les colonies de Porites encore en position de vie (P) et vers la gauche l'amorce du talus récifal avec des couches bréchiques (B) affectées d'un très fort pendage (jusqu'à 50°) en direction du bassin.

Source : MNHN, Paris









BIBL. DU
Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVII

Illustration d'un site évaporitique actuel : les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante (Espagne).

A. Vue générale d'une « couche » de gypse cristallin (« sélénite ») constitué d'agrégats cristallins en coupoles ou en « choux-fleur » (30 cm environ de diamètre et 20 cm de hauteur). Noter l'hétérogénéité de cette « couche » qui peut évoquer, dimensions exceptées, le dispositif en dômes, piliers et murs des gypses messiniens.

B. Même phénomène montrant le développement préférentiel des couches gypseuses homogènes et serrées sur les parties en relief du substrat tandis que dans les parties déprimées, les « coupoles » gypseuses apparaissent dispersées. La répétition d'un tel dispositif peut également créer la morphologie en dômes et murs.

C. Même phénomène montrant un contrôle indiscutable des alignements méandriformes de coupoles sélénitiques par la morphologie d'anciens tapis algaires.

D. Coupe montrant au droit d'une coupole « sélénitique » la destruction du litage du gypse lité sous-jacent.

E. Vue d'assemblages cristallins disjoints dans les parties déprimées. Les cristaux isolés tendent à s'effondrer (simple effondrement par gravité, action éolienne ou rôle des dissolutions). Noter l'abondance des cristaux « remaniés » dans les sillons, entre les coupoles, évoquant des accumulations de type « débris flows ».

F. Illustration du contrôle des alignements de coupoles par une morphologie de tapis algaires.

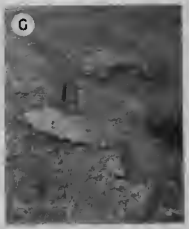
G. Phénomènes de superposition de croûtes gypseuses (« teepe »).

H. Ébauche d'une coupole « sélénitique » formée de cristaux disjoints perçant la surface d'un fin tapis algaire. Noter la similitude avec les arrangements cristallins de la planche XVI.

I. Vue de la disposition concentrique des couches de cristaux de gypse à l'intérieur de l'une des coupoles. Noter qu'à la périphérie les cristaux se développent à l'horizontale.

J. Vue d'un gypse cristallin régulièrement lité formé par la superposition d'au moins sept couches cristallines (l'échantillon complet en comporte dix). Il est probable que le litage résulte de l'alternance de phases de cristallisation et de périodes de formation de tapis algaires ultérieurement détruits. (Échelle : 1 division : 1 cm).

Source : MNHN, Paris



BIBL. DU MUSEUM

Source : MNHN, Paris

PLANCHE XVIII

Illustration d'un site évaporitique actuel : les salines désaffectées de l'aéroport d'Alicante (Espagne méridionale).

A. Coupe sur la bordure du bassin à coupoles « sélénitiques » ; on observe dans le sédiment principalement organique, un litage très régulier défini par l'intercalation de fins lits gypseux blancs. Ce litage est déformé ou détruit par le développement de « nodules » isolés de gypse cristallin (flèche). Le phénomène est beaucoup plus accentué à l'aplomb de la coupole sélénitique qui semble se développer en grande partie à l'intérieur du sédiment. Barre = 10 cm.

B. Gypse lité (noter la ressemblance avec le balatino ou les laminites cryptalgaires gypsifiées de Chypre) formé par l'alternance de lits de gypse (centimétrique) et de lits plus fins de sédiments d'origine organique.

C. Répartition des cristallisations gypseuses contrôlées par la morphologie des tapis algaires ; la tranche d'eau superficielle a été temporairement déplacée dans des bassins voisins sous l'action du vent. Salines en activité de Santa Pola.

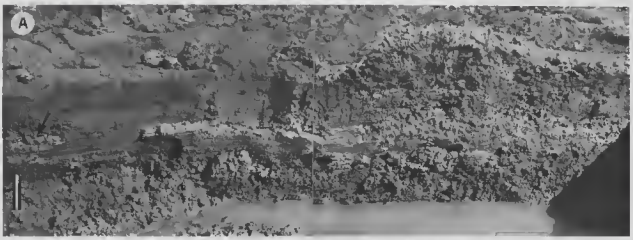
D. Même phénomène illustrant l'un des aspects fondamentaux de la sédimentation évaporitique : le diachronisme des bancs gypseux. Le gypse précipite massivement dans la partie la plus distale du bassin sous faible épaisseur de saumure et progresse vers l'intérieur à la faveur des points hauts déterminés par la morphologie des tapis algaires tandis que la partie centrale (en haut à gauche) demeure en état de vacuité. La précipitation se généralisera progressivement à l'ensemble du bassin avec l'augmentation de la salinité et l'abaissement du niveau aquatique. Salines en activité de Santa Pola.

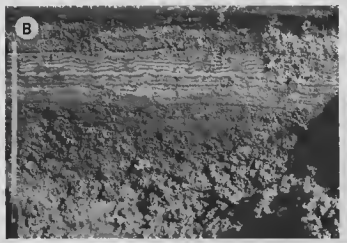
E. Développement d'une coupole « sélénitique » : un nodule de gypse cristallin (centimétrique) se développe vers le haut, à l'intérieur du sédiment organique très sombre, en rebroussant les couches et perce en surface où il peut réaliser une croissance cristalline libre déterminant un arrangement en coupole. Noter la continuité des processus de cristallisation combinant une croissance à l'intérieur d'un sédiment-hôte et une croissance libre à l'interface. Les mêmes processus sont observables sur les clichés D de la planche XVI et A de cette planche.

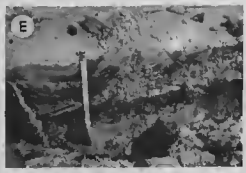
F. Tapis algaires bulbeux partiellement gypsifiés (parties blanches) par la croissance de cristaux lenticulaires à l'intérieur du tapis. Noter les similitudes avec les stromatolithes gypsifiés de Polemi à Chypre (pl. XIV A et B).

G. Aspect microscopique de F montrant l'invasion d'un tapis algaire par un gypse microcristallin caractérisé par un granoclassement cristallin inverse. LP. Barre = 100 µm.

Source : MNHN, Paris







BIBL. DU MUSEUM

Paris

Source : MNHN, Paris

JANVIER 1983
IMPRIMERIE NATIONALE
2 564 011 T 59

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

Source : MNHN, Paris

22 MARS 1993

PUBLICATIONS DES LABORATOIRES DU MUSÉUM

En vente à l'adresse de chaque laboratoire

Adansonia. Laboratoire de Phanérogamie, 16, rue de Buffon, 75005 Paris.

Alexanor. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée, 45, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de Paléontologie (Vertébrés et Invertébrés). Laboratoire de Paléontologie, 8, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annales de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Annuaire des Arachnologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Annuaire des Myriapodologistes mondiaux. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Bulletin d'Écologie. Laboratoire d'Écologie générale, 4, avenue du Petit Château, 91800 Brunoy.

Bulletin de Liaison des Musées d'Histoire naturelle. Inspection générale des Musées d'Histoire naturelle de Province, Service national de Muséologie, 57, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Bulletin de la Société Entomologique de France. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Bulletin de la Société d'Ethnozoologie et d'Ethnobotanique. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Cahiers des Naturalistes. Laboratoire de Zoologie (Vers), 61, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cahiers de Paléontologie. Laboratoire de Paléontologie.

Cryptogamia (Mycologie, Algologie, Bryologie et Lichénologie). Laboratoire de Cryptogamie, 12, rue de Buffon, 75005 Paris.

Cybium. Laboratoire d'Ichtyologie générale et appliquée, 43, rue Cuvier, 75231 Paris Cedex 05.

Entomologiste (L'). Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de l'Europe et du Bassin méditerranéen. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Faune de Madagascar. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Flore du Cambodge, du Laos et du Viet-Nam. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Cameroun. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore du Gabon. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de Madagascar et des Comores. Laboratoire de Phanérogamie.

Flore de la Nouvelle Calédonie et Dépendances. Laboratoire de Phanérogamie.

Index Seminum. Service des Cultures, 43, rue de Buffon, 75005 Paris.

Journal d'Agriculture traditionnelle et de Botanique appliquée. Laboratoire d'Ethnobotanique et d'Ethnozoologie.

Mammalia. Laboratoire de Zoologie (Mammifères et Oiseaux), 55, rue de Buffon, 75005 Paris.

Objets et Mondes. Laboratoire d'Ethnologie. Musée de l'Homme, Palais de Chaillot, place du Trocadéro, 75116 Paris.

Revue d'Écologie et Biologie du Sol. Laboratoire d'Écologie générale.

Revue française d'Entomologie. Laboratoire d'Entomologie générale et appliquée.

Revue internationale Acarologia. Laboratoire de Zoologie (Arthropodes).

Revue de Nématologie, Laboratoire de Zoologie (Vers).

Source : MNHN, Paris